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

Учреждение Российской Академии наук Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

Учреждение Российской Академии наук Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта (ИФЗ РАН)

Учреждение Российской Академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

Учреждение Российской Академии наук Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

Петрофизическая комиссия Междуведомственного Петрографического комитета при Отделении Наук о Земле РАН

ДЕСЯТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

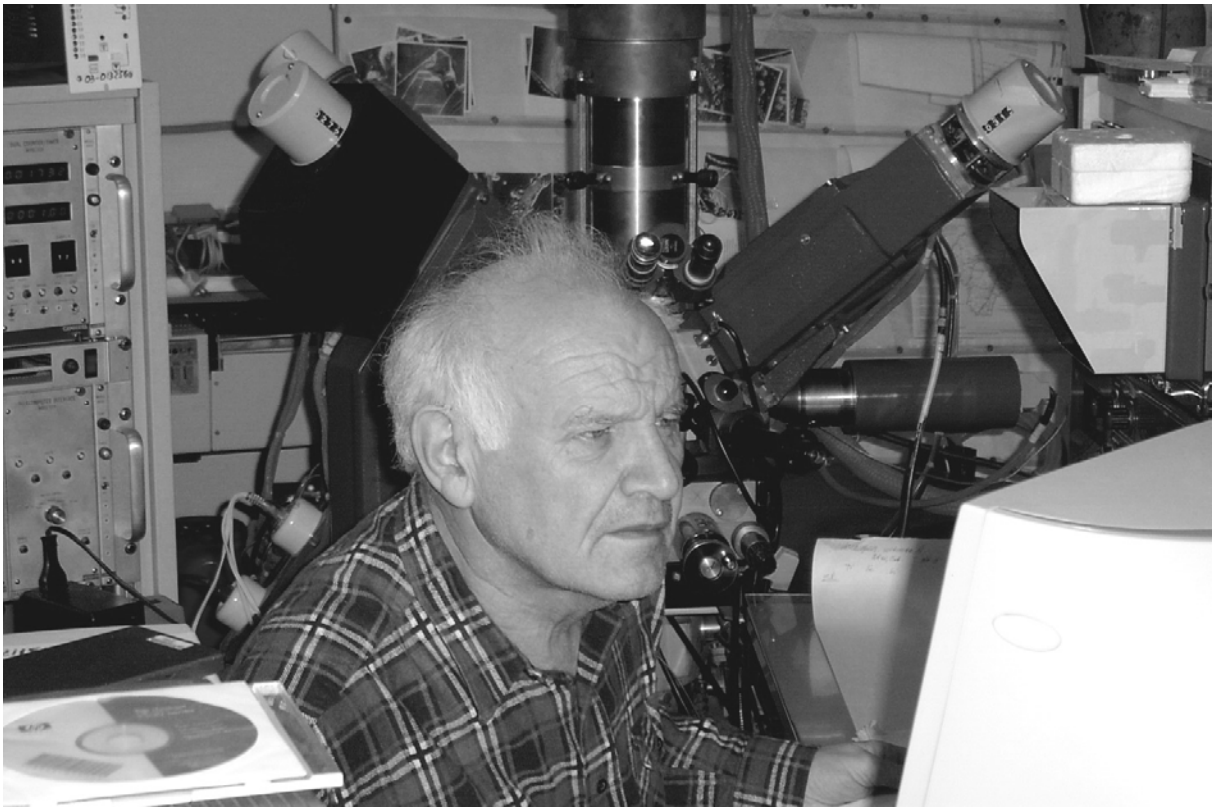
"ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"
(ПАМЯТИ ПРОФ. Ю.С. ГЕНШАФТА)

Москва, 26-29 октября 2009 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Москва

2009



Это издание посвящено памяти профессора Юрия Семеновича Геншафта, который являлся одним из организаторов конференций "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ". Представлены все направления исследований, которые интересовали Юрия Семеновича. Здесь же приведена его последняя работа «Живая Земля (пример нелинейной, диссипативной системы)». Издание будет полезно всем специалистам, работающим в областях наук о Земле.

ISSN 1819-6586

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

Учреждение Российской Академии наук Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

Учреждение Российской Академии наук Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта (ИФЗ РАН)

Учреждение Российской Академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

Учреждение Российской Академии наук Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

Петрофизическая комиссия Междуведомственного Петрографического комитета при Отделении Наук о Земле РАН

ДЕСЯТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

"ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"
(ПАМЯТИ ПРОФ. Ю.С. ГЕНШАФТА)

Москва, 26-29 октября 2009 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Москва

2009

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

THE TENTH CONFERENCE

PHYSICAL-CHEMICAL AND PETROPHYSICAL RESEARCHES IN EARTH'S SCIENCES

Moscow, 26-29 October 2009

Organizers: The RAS Institutes:

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analitic Chemistry RAS
Kosygin Str. 19, Moscow, 117975, Russia, Tel. +7 (495) 939-70-05

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, B.Gruzinskaya Str. 10, Moscow, 123810, Russia, Tel. +7 (495) 254-89-35

Institute of Geology of Ore Deposits, 35 Staromonetny, Moscow, 119017, Russia, tel: +7 (495) 951-72-70

Institute of Experimental Mineralogy, Institutskaya str, Chernogolovka, Moscow region, 142432; Russai, tel: +7 (49652) 44425

Petrophysical Comission of Petrographical Committee of RAS, 35 Staromonetny, Moscow, 119017, Russia, tel: +7 (495) 951-72-70

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

Организационный комитет

Председатели комитета
Лебедев Евгений Борисович (ГЕОХИ РАН)
Салтыковский Артур Яковлевич (ИФЗ РАН)
Шмонов Вячеслав Михайлович (ИЭМ РАН)
Жариков Андрей Виленович (ИГЕМ РАН)
Анисимов Сергей Васильевич (ГО «Борок», ИФЗ РАН)

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

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

Материалы опубликованы в Электронном научно-информационном журнале «Вестник Отделения наук о Земле РАН» ISSN 1819-6586 и на сайтах ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН.

СОДЕРЖАНИЕ

НАУЧНЫЙ ПУТЬ ЮРИЯ СЕМЕНОВИЧА ГЕНШАФТА
Салтыковский А.Я. ……..12

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ПРИЛИВНЫЕ СИЛЫ В СИСТЕМЕ ЗЕМЛЯ – ЛУНА
Авсюк Ю.Н., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Соколова Ю.Ф., Светлосанова З.П. …… 24

РАЗРАБОТКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ
Александров П.Н., Александров А.Н…….. 26

РАДИАЦИОННЫЙ ВОЗРАСТ ИСКОПАЕМЫХ МЕТЕОРИТОВ ШВЕЦИИ
Алексеев В.А …….. 30

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО УРАНОВОРУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) ПО ДАННЫМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
Алешин А.П. , Величкин В.И., Горбатиков А.В. , Степанова М.Ю., Комаров Вик.Б., Комаров Вл.Б. …… 35

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ УРОВНЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ПОРОДАХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Аракчеева Я.А., Панасьян Л.Л., Фролова Ю.В …… 39

ЗЕМНАЯ КОРА МАЛОГО КАВКАЗА, ОФИОЛИТЫ, ВУЛКАНИЗМ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ, СЕЙСМИЧНОСТЬ
Арутюнян А.В. …… 43

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ С ПРИСУТСТВИЕМ ФЛЮИДОВ В ЛИТОСФЕРЕ АРМЕНИИ
Ахвердян Л.А., Геворкян Р.Г., Хачиян И.Х. …… 47

СОЗДАНИЕ КОМПЛЕКСНОЙ СИСТЕМЫ ОЦЕНКИ УРОВНЯ УСИЛЕНИЯ НАВЕДЕННОЙ ПРИРОДНОЙ И ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ (ПРОЕКТ “ТРИГГЕР”)
Ахвердян Л.А., Геворкян Р.Г., Петросян Г.М., Геворкян М.Р., Хачиян И.Х. 52. …….. 52

ВОДА В СТРУКТУРЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ (КСЕНОЛИТЫ В БАЗАЛЬТАХ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ).
Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Гончаров А.Г. …… 55

МЕТОД ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕГАКРИСТАЛЛОВ, КАК ИНДИКАТОРОВ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ
Байчаров С.Н., Салтыковский А.Я. …… 59

ПРЯМАЯ И ВОСХОДЯЩАЯ ДИФФУЗИЯ ЩЕЛОЧЕЙ ПРИ КОНТАКТЕ КОНТРАСТНЫХ И МАЛОКОНСТРАСТНЫХ РАСПЛАВОВ: ОЦЕНКИ МЕТОДОМ «ПЕТЛЯ В ТИГЛЕ»
Борисов А.А. …… 60

УРАНОВЫЕ ПИРОХЛОРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ НАСЫЩЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ УРАНОМ
Бородулин Г.П., Редькин А.Ф. …… 62

СВЯЗЬ ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ И ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ИНФОРМАТИВНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
Бретштейн Ю.С. …… 66

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ОСТРОВА ЗАБАРГАД, КРАСНОЕ МОРЕ
Буйкин А.И., Устинов В.И., Игнатьев А.В., Веливетская Т.А., Смирнова Е.П., Гриненко В.А., Невинный Ю.А., Ханчук А.И. …… 70

ИЗУЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (C, O, N, H) В МАНТИЙНЫХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ СТУПЕНЧАТОГО ДРОБЛЕНИЯ
Буйкин А.И., Невинный Ю.А., Устинов В.И., Гриненко В.А., Смирнова Е.П., Севастьянов В.С., Корочанцева Е.В., Силантьев С.А. …… 74

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННОЙ ТРЕЩИНЫ В ЗОНЕ ПЛАСТИЧНО-ХРУПКОГО ПЕРЕХОДА
Васильев В.И., Жатнуев Н.С. …… 78

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЗ ДАННЫХ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СРЕДОЙ
Веселовский А.В., Платэ А.Н. …… 82

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ПОД РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ
Вревский А.Б., Глебовицкий В.А., Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Пушкарев Ю.Д. …… 84

КСЕНОЛИТЫ- ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ АРМЕНИИ
Геншафт Ю.С., Геворкян Р.Г., Салтыковский А.Я., Юханян А.К. …… 86

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН
Геншафт Ю.С., Ладыгин В.М., Фролова Ю.В. …… 93

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЩЕЛОЧНЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БАССЕЙН Р.КОТУЙ)
Геншафт Ю.С., Ладыгин В.М.,Фролова Ю.В., Баженова Г.Н. …… 98

ЖИВАЯ ЗЕМЛЯ (ПРИМЕР НЕЛИНЕЙНОЙ, ДИССИПАТИВНОЙ СИСТЕМЫ)
Геншафт Ю.С. …… **103**

ХАРАКТЕРИСТИКИ И МОДЕЛИ ИЗМЕНЕНИЯ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД В PT-УСЛОВИЯХ ЗЕМНЫХ ГЛУБИН
Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Керн Х., Попп Т. …… **108**

ПЛАВЛЕНИЕ ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕГО ПЕРИДОТИТА: МИНЕРАЛОГО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И НАДКРИТИЧЕСКИХ Р-Т УСЛОВИЯХ
Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н. …… **111**

ДУГОВОЙ ПЛАЗМАТРОН И ЛАЗЕРНАЯ АБЛЯЦИЯ В СПЕКТРАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ
Грачев А.В., Колесов Г. М., Савинова Е. Н., Сукач Ю.С.[a], Шаулов А. Ю. **116**

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЛИЧИН $\delta^{18}O$ И $\delta^{34}S$ В СОЕДИНЕНИЯХ КИСЛОРОДА И СЕРЫ В СЛОЖНЫХ СИСТЕМАХ ПРИ НАЛОЖЕНИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ИЗОТОПНОГО ЭФФЕКТА.
Гриненко В.А., Устинов В.И. …… **121**

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАЛЫХ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ
Дорофеева В.А. …… **124**

МОДЕЛЬ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ, АЛЬТЕРНАТИВНАЯ МОДЕЛИ СМЕШЕНИЯ (КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ)
Ермаков В.А., Ермаков А.В. …… **125**

ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ЭЛЬБРУССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА
Жариков А.В., Бурмистров А.А., Витовтова В.М., Гурбанов А.Г. …… **134**

АНАЛИТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ
Зевакин Е.А. …… **133**

ДВА ПОДХОДА К РАЗРАБОТКЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Зевакин Е.А. …… **136**

СВЯЗЬ РАЗРАБОТКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ КОМПЛЕКСОВ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ
Зевакин Е.А. …… **140**

СТРУКТУРА АНАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЛЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ
Зевакин Е.А. …… **144**

ЧУВСТВИТЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ: СТРУКТУРА, ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ, ПРОЕКТИРОВАНИЕ
Зевакин Е.А. …… 148

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ (НА ПРИМЕРЕ ПОГРАНИЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИИ ФЛЮОРИТА В ПРИМОРЬЕ)
Иволга Е.Г. …… 153

О ЗЕРКАЛЬНОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ УПРУГОЙ СИММЕТРИИ В СИСТЕМЕ «КСЕНОЛИТ – ВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»
Ильченко В.Л. …… 157

О ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ВАРИАЦИЯХ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ
Ильченко В.Л. …… 161

АЛМАЗООБРАЗОВАНИЕ В КАРБОНАТ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ
Каржавин В.К. …… 165

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНЕРГИИ ЯДЕР СВЕРХТЯЖЕЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Z>30) ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ ПО ТРЕКАМ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ ПАЛЛАСИТА МАРЬЯЛАХТИ
Кашкаров Л.Л., Багуля А.В., Владимиров М.С. , Гончарова Л.А., Ивлиев А.И., Калинина Г.В., Коновалова Н.С., Окатьева Н.М. Полухина Н.Г., Русецкий А.С.,Старков Н.И. …… 170

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ PT-ПАРАМЕТРАХ И ГЛУБИННОЕ ВЕЩЕСТВЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ
Коболев В.П., Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е., Кравчук М.В., Свищук И.Н. …… 174

АКУСТОПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ ГОРНЫХ ПОРОД ФИНСКОЙ СКВАЖИНЫ ОУТОКУМПУ
Ковалевский М.В. …… 178

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ (ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)
Коваленко Д.В. …… 182

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К АНАЛИЗУ ГЕОМАТЕРИАЛОВ И ПРОДУКТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ: МЕТОДОЛОГИЯ, МЕТОДЫ И СРЕДСТВА
Колесов Г.М. …… 185

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СЦЕНАРИИ ФОРМИРОВАНИЯ
Конилов А.Н., Докукина К.А. …… 188

ТЕРМОБАРИЧЕСКАЯ УПРУГАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДИНАМИКА ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ
Корчин В.А. …… 190

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА РАСТВОРИМОСТЬ СЕРЫ В ВОДОСОДЕРЖАЩИХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)
Костюк А.В., Горбачев Н.С. …… 194

“СОЛЕНЫЙ“ МАРС
Кочемасов Г. Г. …….. 198

РАДИАЛЬНАЯ СИММЕТРИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ
Кронрод В.А., Кусков О.Л. …….. 202

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ ПО ВАЛОВОМУ СОСТАВУ, МОМЕНТУ ИНЕРЦИИ И МАССЕ
Кронрод В.А., Кусков О.Л. …… 205

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ ГРАНАТОМ, ПИРОКСЕНОМ И ЧАСТИЧНЫМ АЛМАЗООБРАЗУЮЩИМ РАСПЛАВОМ КАРБОНАТИТА ПРИ 7 ГПА
Кузюра А.В., Литвин Ю.А., Уолл Ф., Джеффрис Т. …….. 209

СВЯЗЬ МЕЖДУ ПОВЕДЕНИЕМ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И АКТИВИЗАЦИЕЙ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА
Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. …… 214

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПАЛЛАСИТОВ
Лаврентьева З.А., Люль А.Ю., Колесов Г.М. …….. 218

Ю.С. ГЕНШАФТ И КОНФЕРЕНЦИИ "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"
Лебедев Е.Б. ……..... 221

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА АККУМУЛЯЦИЮ И СЕГРЕГАЦИЮ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ В ЦЕНТРОБЕЖНОМ ПОЛЕ
Лебедев Е.Б., Дернов-Пегарев В.Ф., Муравьева Н.С., Скрипник А.Я. ……..225

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАТЕРИАЛА КОНТЕЙНЕРА С МОДЕЛЬНЫМ РАСПЛАВОМ В ЦЕНТРОБЕЖНОМ ПОЛЕ
Лебедев Е.Б., Рощина И.А., Кононкова Н.Н. …… 228

АЛГОРИТМ РАСПОЗНАВАНИЯ СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)
Леляев П.А., Салтыковский А.Я., Надёжка Л.И., Семёнов М.Е. …… 234

ИЗМЕНЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОБРАЗЦОВ В ПРОЦЕССЕ НАГРЕВОВ
Лобанов К.В., Кочегура В.В. …… 238

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ СГ-3 И НА ПОВЕРХНОСТИ
Лобанов К.В. …… 248

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ Eu ПРИ ДЕКОМПРЕССИОННОЙ ДЕГАЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ, СОДЕРЖАЩИХ H_2O И CL
Луканин О.А. …… 246

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ АНДЕЗИТОВ НА КОШЕЛЕВСКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)
Лучко М.В., Зухубая Д.З, Фролова Ю.В. …… 250

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ МЕТАЛЛА ЭНСТАТИТОВЫХ ХОНДРИТОВ ADHI KOT EH4 И ПИЛИСТВЕРЕ EL6: ПОИСК ПРИЗНАКОВ УДАРНО - ИНДУЦИРОВАННОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ
Люль А.Ю., Лаврентьева З.А., Колесов Г.М. …… 255

ПРИМЕНЕНИЕ НЕВЗРЫВНЫХ РАСШИРЯЮЩИХСЯ СОСТАВОВ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД.
Майбук З.-Ю. Я. …… 257

АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ КОЛЛОИДНОГО ПЕРЕНОСА РАДИОНУКЛИДОВ ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ
Мальковский В.И. …… 261

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРЕЛЬЦОВСКОЕ И АНТЕЙ
Мальковский В.И., Алешин А.П., Пэк А.А. …… 265

СТРОЕНИЕ ПСЕВДОКОЛЛОИДОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ
Мальковский В.И., Диков Ю.П., Булеев М.И., Асадулин Э.Э. …… 270

О ФИЗИЧЕСКИХ И МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ГРАНИТОВ НЕКОТОРЫХ УЧАСТКОВ РАЗВЕДКИ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ КАРЕЛИИ
Мясникова О.В., Тришина О.М., Ковалевский М.В., Горбацевич Ф.Ф., Шеков В.А. …… 274

НЕЛИНЕЙНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ТУФОВ ПРИ НАГРЕВЕ В ИЗОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ.
Насимов Р.М., Геншафт Ю.С., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Салтыковский А.Я. …… 278

НЕКОТОРЫЕ НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРИ
Павленкова Н.И. …… 283

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ (ЮВ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В., Щукин С.И. …… 287

РАВНОВЕСНЫЕ ФАКТОРЫ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ ЖЕЛЕЗА СУЛЬФИДОВ: ПРИМЕНЕНИЕ К МЕХАНИЗМАМ ОБРАЗОВАНИЯ ПИРИТА
Поляков В.Б., Султанов Д.М. …… 291

МАГНИТНЫЕ И МИКРОЗОНДОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ МЕЗМАЙСКОЙ ПЕЩЕРЫ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)
Поспелова Г.А., Голованова Л.В. , Дороничев В.Б., Цельмович В.А. …… 296

ТЕПЛОВАЯ ИСТОРИЯ СПУТНИКА САТУРНА ЭНЦЕЛАДА
Рускол Е.Л. , Дорофеева В.А. …… 301

ОСОБЕННОСТИ НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ: ТВЕРДЫХ – В ПОРОШКЕ И ЖИДКИХ – В ПОЛИМЕРНЫХ МИКРОКАПСУЛАХ НА ОСНОВЕ ГИДРОГЕЛЕЙ
Саввин С.Б., Колесов Г.М., Михайлова А.В. , Ермолаева В.Н. …… 302

НЕМАГНИТНАЯ ЯЧЕЙКА ВЫСОГО ДАВЛЕНИЯ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СЛАБО МАГНИТНЫХ ГОРНЫХ ОБРАЗЦОВ ДО 2 ГПа В СВЕРХПРОВОДЯЩЕМ КВАНТОВОМ МАГНИТОМЕТРЕ
Садыков Р.А.', Безаева Н. С.', Аксенов С. Н., Трухин В. И., Rohette P., Gattacceca J. …… 305

НЕЙТРОНО- И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ УСТАНОВКИ НА БАЗЕ ИЯИ РАН ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ
Садыков Р.А. Клементьев Е.С., Аксенов С.Н., Лебедь Ю.Б. Ляпин, А.Г., Коптелов Э.А. …… 307

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ В СВЯЗИ С ДЕФОРМАЦИЯМИ (РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА)
Салтыковский А.Я., Патонин А.В., Виноградов Ю.К., Цельмович .В.А. …311

ДИЛАТАНСНЫЕ СТРУКТУРЫ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ УНЧ ДИАПАЗОНА НА ЭТАПАХ ПОДГОТОВКИ И РАЗВИТИЯ КРУПНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ
Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. …… 315

ИЗУЧЕНИЕ НАНОСТРУКТУР В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, ПОДВЕРЖЕННЫХ РАЗНЫМ ЕСТЕСТВЕННЫМ И ИСКУССТВЕННЫМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ
Соболев Г.А, Киреенкова С.М., Геншафт Ю. С., Морозов Ю.А., Смульская А.И. Веттегрень В.И., Кулик В.Б. …….. 316

ЭВОЛЮЦИЯ ФИЛЬТРАЦИОННО-ТРАНСПОРТНЫХ СВОЙСТВ ОСАДКОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ СТРУКТУР: ЗАВИСИМОСТЬ ОТ

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОСТУПАЮЩИХ ОСАДКОВ
Суетнова Е.И. …… 319

NWA 5549 – НОВЫЙ ЖЕЛЕЗНЫЙ МЕТЕОРИТ С СИЛИКАТНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ
Теплякова С.Н., Иванова М.А., Лоренц К.А., Корочанцев А.В., Корочанцева Е.В., Садиленко Д.А., Скрипник А.Я., Борисовский С.Е. …… 323

ПРИМЕНЕНИЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ АТТЕСТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ В КАЧЕСТВЕ СТАНДАРТОВ
Тюрин Д.А., Колесов Г.М. …… 327

О СОЛНЕЧНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОПУЛЯЦИИ НАНОАЛМАЗА В ХОНДРИТАХ
Устинова Г. К. …… 330

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ
Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Блюмкина М.Е. …….. 334

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЛУНЫ
Хаврошкин О. Б. Цыплаков В. В. …… 338

НОВЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА В ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОК»
Цельмович В.А. …… 345

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДИАГРАММ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ОДНОРОДНЫХ БЛОКОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
Чижова И.А., Лобанов К.В. …… 349

ФЛЮИДНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)
Шмонов В.М., Жариков А.В., Витовтова В.М. …… 353

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ПРИ ПОДЪЁМЕ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА
Юркова Р.М., Воронин Б.И. …… 358

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ МЕТЕОРИТНОГО ВЕЩЕСТВА. ПОДТВЕРЖДЕНИЕ СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ФОРМИРОВАНИИ ВНУТРЕННИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ
Баренбаум А.А. …….. 362

Авторский указатель …… 368

НАУЧНЫЙ ПУТЬ ЮРИЯ СЕМЕНОВИЧА ГЕНШАФТА

Салтыковский А.Я. ИФЗ РАН

SCIENTIFIC WAY OF PROFESSOR GENSCHAFT JU.S.

Saltykovsky A.Ya.

От нас ушел Юрий Семенович Геншафт – большой ученый, прекрасный организатор, добрый, солнечный человек, наш коллега, преданный друг и товарищ. Это произошло первого апреля 2009 года. Ему было всего73 года.

Юрий Семенович родился в городе Борисове, в Беларуси 28 сентября 1935 года в семье служащих. Семья постоянно переезжала из одного городка в другой, поскольку отец был связан с военной службой. Уже тогда, будучи в школе, маленький Юра был очень любознательным мальчиком и когда родители вместе с ним оказывались в местах, где недавно прошли бои Великой Отечественной, он приносил на уроки в школу «трофеи» - неразорвавшиеся немецкие мины, снаряды и патроны, которые мальчишки в классе под его руководством пытались разобрать. К счастью все обходилось, благополучно, и никто из ребят не пострадал. За это Юру наказывали и приглашали родителей «на ковер». Такие «издержки» не повлияли на его учебу. Он прекрасно окончил школу с медалью и в 1953 году поступил на физический факультет МГУ, на кафедру низких температур.

Незаметно пролетели годы учебы в Университете и в 1959 году Ю.Геншафт его окончил. По распределению он попадает в Институт физики высоких давлений АН СССР и работает у академика Л.Ф.Верещагина в должности младшего научного сотрудника, осваивает технику эксперимента и методы высоких давлений, а в 1961 году переходит в Спецсектор Института физики Земли АН СССР, где проводит исследования поведения твердых тел в условиях высоких давлений и температур. В 1962 году появляются его первые публикации, связанные с методикой проведения экспериментов при высоких, Р-Т условиях поведением церия, сурьмы, гадолиния, кристаллогидратов $MgSO_4$ и т.д.

В начале 60-х годов Ю.Геншафт заинтересовался проблемами глубинного состояния вещества земной коры и мантии, магматическими расплавами, (особенно базальтовыми), которые являются индикатором состояния и состава глубинных оболочек Земли. Он проводит серию опытов по плавлению и кристаллизации базальтов при давлениях до 25 кбар и температурах от 800 до 1300°С (совместно с В.Наседкиным, А.Салтыковским, Ю.Шейнманном, В.Петровым, Ю.Рябининым). Результаты этих

работ публикуются в журналах «Доклады Академии наук СССР», «Известиях АН, серия геологическая», «Советская геология» и др.*

**- здесь и далее смотрите список опубликованных работ Ю.С.Геншафта*

К этому времени у нас в стране появились первые публикации А.Рингвуда и Т..Грина по плавлению пиролита – искусственной смеси из дунита и перидотита. В конце 60-х – начале 70-х годов Ю.Геншафт был, пожалуй, одним из первых в нашей стране, кто начал проводить опыты при высоких давлениях и температурах (соответствующих Р-Т условиям верхней мантии) на ***природных объектах*** (меймечиты, оливиновые щелочные базальты, андезиты и пр.). Результаты этих работ и сам характер опытов на реальных породах (в отличие от экспериментов Рингвуда и Грина) поставили Ю.Геншафта в один ряд с известными экспериментаторами того времени. Он не только лично готовил аппаратуру и пробы для опытов, но и сам с огромным энтузиазмом и удовольствием выезжал в поле, собирая каменный материал для последующих экспериментов и лабораторного анализа.

В 1966 году Ю.Геншафт блестяще защищает кандидатскую диссертацию на тему: «Физико-химические исследования при Р-Т условиях коры и подкорового слоя Земли». Результаты экспериментов позволили ему наметить возможные пути эволюции глубинного вещества и предложить наиболее вероятный состав нижней части земной коры и верхней мантии.

Совместно с А.Я.Салтыковским он проводит серию экспериментов по плавлению пород известково-щелочной серии при высоких давлениях и температурах (пикрит-оливиновый базальт-толеит-андезитовый базальт). С А.Ф.Грачевым Юрий Семенович исследует плавление и кристаллизацию ультраосновной породы меймечита, из которого предположительно могли выплавляться базальтовые расплавы.

В 1968 года Ю.С.Геншафт переходит из Спецсектора ИФЗ во ВНИИАЛМАЗ (Всесоюзный научно-исследовательский и конструкторско-технологический институт природных алмазов и инструмента) заведующим лабораторией минералогии и кристаллографии алмаза. Это было, несомненно, повышение в должности (с младшего научного сотрудника!), перспектива работать с глубинными минералами (в особенности с алмазом) и, наконец, резкое повышение в зарплате, что для молодого человека, имеющего семью было существенно. В этом институте, с его строгой министерской дисциплиной и не менее строгой отчетностью и тематикой, не всегда совпадающей с его научными интересами, он продолжал заниматься экспериментом и выезжать в поле во время отпуска.

Так, Ю.Геншафт осуществил свою заветную мечту – повидать Камчатку, край действующих вулканов, увидеть неповторимую дикую природу во всем ее великолепии. Он мечтал своими глазами увидеть раскаленную лаву, свежие, застывающие на глазах потоки. Во время отпуска в составе полевого отряда В.В. Наседкина (ИГЕМ АН СССР) он отправлялся туда, выполняя всю тяжелую работу, которая была необходима в этих условиях, поднимался на вулканы, варил кашу, отбирал каменный материал для дальнейших лабораторных исследований и постоянно снимал и снимал видеофильмы, делал слайды. Счастьем светились его глаза, когда он начинал после поля рассказывать о камчатских вулканах!

Во ВНИАЛМАЗ'е он предложил целый ряд новых разработок аппаратуры высокого давления и алмазного инструмента, получил несколько авторских свидетельств, опубликовал ряд интересных статей по алмазной тематике. Здесь он проводит со своими сотрудниками работы по сжимаемости и построению фазовых диаграмм для различных веществ ($KClO_3$, адамантана и др.), публикует работы по условиям нахождения алмазов в природе, о морфологических особенностях кристаллов алмаза, его природном генезисе и др.

Он проводит детальное электронно-микроскопическое изучение тонкой структуры этого самого твердого минерала на Земле и публикует со своими сотрудниками серию статей по результатам этих работ. На большом числе природных алмазов он показал длительную и изменчивую историю роста этого одного из наиболее глубинных известных на Земле минералов. Результаты исследования алмазов приводят к тому, что Ю. С. Геншафт становится признанным авторитетом в области изучения этого важнейшего минерала. Его мнение является решающим для многих специалистов, работающих по алмазной тематике в различных учреждениях СССР – ВСЕГЕИ, «АЛРОСА», ЦНИГРИ и др.

Здесь же в лаборатории ВНИИАЛМАЗ'а он со своими коллегами изучает условия кристаллизации одного из важнейших спутников алмаза – граната, исследует физические свойства этого минерала при высоких термодинамических параметрах.

К сожалению, работа во ВНИИАЛМАЗ'е ограничивала его творческие возможности заниматься наукой, и он очень хотел вернуться в ИФЗ в качестве научного сотрудника. Ему необходимо было общение с учеными – геофизиками, петрологами, геохимиками, тектонистами. Он понимал, что ему следует больше участвовать в совещаниях, конференциях, симпозиумах и пр., чтобы быть в курсе новейших достижений в науках о Земле. Ему необходимо было постоянно обсуждать результаты своих

экспериментов с ведущими специалистами в области геофизики и геологии. Во ВНИИАЛМАЗ'е Геншафт был лишен такой возможности, хотя его научные контакты с коллегами из ИФЗ, ИГЕМ'а, МГУ и др. были прекрасными. У него были отличные отношения с Ю.М.Шейнманном, Г.Н.Петровой, В.Н.Жарковым, И.П.Косминской, Д.М.Печерским, А.Я.Салтыковским, Г.Н.Баженовой (ИФЗ), В.В.Наседкиным, В.П.Петровым, (ИГЕМ), Марковым В.К., Лифшицем Л.Д. (Спецсектор ИФЗ) и др. Будучи во ВНИИАЛМАЗ'е он продолжает публиковать со многими специалистами – геофизиками и геологами принципиально новые работы, в основе которых лежали результаты его экспериментов. Так, в 1972 году совместно с нашим крупнейшим геологом Ю.М.Шейнманном он публикует в журнале «Геотектоника» №4 интереснейшую статью о термодинамической неустойчивости верхней мантии океанов, которая получила широкий резонанс среди геологов, геофизиков и океанологов. С ним же, в том же году выходит статья о гранатизации и современных моделях верхней мантии (Советская геология, №11). Юрий Михайлович Шейнманн, работавший в Институте физики Земли, в лаборатории чл.-корр. АН СССР В.В.Белоусова, высоко ценил Ю.Геншафта, как нестандартно мыслящего ученого, классного экспериментатора и в его работе видел широкие возможности для решения многих геологических и геофизических задач. Я помню, как Ю.Шейнманн однажды сказал ему: «Юрий Семенович, если Вы экспериментально докажите ликвацию, то Ленинская премия Вам обеспечена!» Юрий Михайлович очень хотел, чтобы Ю.Геншафт работал в ИФЗ, но, к сожалению, вакантных единиц, как всегда, не было и даже академик М.А.Садовский (в то время директор Института), знавший Геншафта по работе в Спецсекторе ИФЗ и очень хорошо к нему относившийся, ничем не мог помочь.

4-го апреля 1974 года после тяжелой болезни умирает Юрий Михайлович Шейнманн и Ю.С. Геншафта зачисляют на его место в ИФЗ на должность старшего научного сотрудника, да еще вместе с несколькими своими сотрудниками - инженерами, без которых невозможно было проводить экспериментальные работы. Под руководством Ю.Геншафта была сформирована группа (в рамках Отдела В.В.Белоусова), в которую вошли геохимик А.Я.Салтыковский, петрограф Г.Н.Баженова, инженеры М.Н.Таранец, В.А.Борзунов и И.Е.Бушмина. Последние трое работали вместе с Геншафтом во ВНИИАЛМАЗ'е.

В 1975 году на Ученом Совете Института физики Земли Юрий Семенович с блеском защищает докторскую диссертацию на тему «Экспериментальные исследования глубинных процессов

минерало- и магмообразования». В этой работе Ю.Геншафт рассмотрел результаты исследования плавления и кристаллизации всех главных типов магматических пород и составляющих их минералов в условиях, соответствующих глубинам Земли до 300 км. Он показал (на основе своих опытов) как можно представить себе состав первичного вещества мантии, который является источником базальтовой магмы. Ю.Геншафт рассмотрел возможные механизмы образования и эволюции глубинной магмы и эффекты воздействия флюидов (преимущественно H_2O) на глубинные процессы и устойчивость гидроксилсодержащих минералов. В работе были разработаны модели генерации высокоглиноземистых базальтовых и андезитовых магм.

Впервые было показано влияние изменения фазового состояния глубинных пород (плавления и образования высокоплотных минералов) на упругие и плотностные свойства среды. Наконец, Ю.Геншафт предложил вещественную (петрологическую) модель верхней мантии до глубин 300 км.

Это было поистине пионерское исследование. У нас в стране таких работ еще не было. В 1977 год эта работа выходит в виде монографии в издательстве «Наука». В настоящее время она стала библиографической редкостью.

В 1974 году, по предложению А.Салтыковского, Ю.Геншафт начинает работать в его отряде в составе Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

В Монголии широко развиты молодые кайнозойские вулканические образования с хорошо сохранившимися центрами и большим количеством глубинных включений. Ю.Геншафт уже тогда начал задумываться над возможностью построения вещественных (петрологических) моделей земной коры и верхней мантии для конкретных районов с использованием всех геолого-геофизических данных и результатов эксперимента. Он хотел использовать данные геофизики, геологии и вулканизма, результаты изучения глубинных ксенолитов (в том числе и данные эксперимента) для построения таких моделей. Но для этого нужно было иметь материал по хорошо изученным в геолого-геофизическом отношении, районам с вулканическими центрами, в которых можно было бы найти в виде включений в лавах глубинное вещество земной коры и верхней мантии. Геншафт понимал, что работы в Монголии могли дать великолепный материал, который можно было бы использовать для экспериментальных исследований и лабораторного изучения.

В Монголии Ю.С.Геншафт проработал в течение полевых сезонов с 1974 по 1985 год. Было издано восемь монографий, десятки статей сборников, составлены оригинальные карты

«Глубинное строение МНР» и карта «Кайнозойский вулканизм Монголии» для «Национального Атласа Монголии», прекрасно изданного московским картографическим издательством ПКО «Картография» (см. список научных трудов). Следует отметить две монографии: Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. «Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии».М. «Наука».1985.135с. и Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. «Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии». М.»Наука». 1990. 91с. Он дважды награждался медалями ВДНХ и получал благодарность от Президента АН СССР.

Проведенные многолетние работы в Монголии позволили Ю.Геншафту придти к очень интересным выводам относительно геодинамики и магматизма этого, пожалуй, ключевого в геологическом отношении, района Центральной Азии. Впервые, на основе изучения ксенолитов в лавах Монголии, была установлена эволюция термического состояния верхней мантии для разных стадий рифтогенного эндогенного режима, были показаны геолого-геофизические, минералогические и петрологические различия магматически активных платформенных и складчатых структур Земли, впервые была обоснована физико-химическая модель эволюции верхней мантии под Монголией, связанная со щелочно-базальтовым вулканизмом. Именно в Монголии был получен богатый материал по глубинным включениям, позволивший показать основные черты и механизмы образования минералов-мегакристаллов высокого давления.

Совместная с крупнейшим нашим магнитологом Д.М. Печерским работа на монгольских образцах, содержащих магнитные минералы, дала возможность Ю.Геншафту наметить основные закономерности процессов формирования магнитоактивного слоя под континентальной литосферой. Исследования в Монголии, богатый материал по геологии, геофизике, петрологии, вулканизму и результаты эксперимента по плавлению и кристаллизации мантийных ксенолитов привели Геншафта к мысли о построении региональных вещественных моделей земной коры и верхней мантии. Эта методика была использована и для других регионов.

Таковы были некоторые итоги его многолетней работы в Монголии.

В 1989-91г. г. он опубликовал библиографический путеводитель «Включения глубинных пород и минералов в магматических породах» в 3-х частях М.»Наука».1989.1991. 175с. Эта книга стала настольной для специалистов, интересующихся глубинными породами и минералами, т.к. с помощью этого справочника можно легко и быстро найти любую ссылку, зная автора, либо используя

предметный указатель. В 1987 году Ю.С.Геншафт выдвигался в чл.-корр. АН СССР, но, к сожалению, не набрал нужного количества голосов при голосовании

Весной 1986 года по инициативе профессора Владимира Владимировича Белоусова была организована Советско - Исландская геолого-геофизическая экспедиция АН ССР. В Президиуме АН СССР было подписано соответствующее распоряжение и выделены небольшие ассигнования на проведение работ. Основанием для этого послужили предложения исландских ученых продолжить с советскими коллегами научные контакты в области геологии и геофизики. Исландские коллеги были заинтересованы в петролого-геохимическом изучении магматических пород (а на этом острове других нет) с целью определения глубинного строения и вещественного состава исландской земной коры и, возможно, верхней мантии. Владимир Владимирович предложил Ю.Геншафту возглавить это направление работ.

Полевые исследования проводились в течение 1986-1991 гг. Основной задачей являлся отбор образцов глубинных включений и интрузивных пород Исландии, с целью создания вещественной петролого-петрофизической модели недр острова, и выявления главных геодинамических черт эволюции этой геологической структуры.

Исландия! Это же малоизвестный остров на самой северной оконечности Атлантики, сформировавшийся в океане в ходе вулканических процессов. Для человека с душой путешественника (а именно таким был Ю.С.Геншафт) такая экспедиция, помимо научных интересов, сулила массу впечатлений. Страна гейзеров, ледников, водопадов, вулканов и термальных источников, высокой сейсмичности привлекает в Исландию ежегодно десятки тысяч туристов. Можно было только мечтать о таком путешествии. Сколько можно было снять на видео, на слайды. Голова кружилась от перспектив. Юрий Семенович ликовал, но готовился, как всегда, основательно. Это, прежде всего, знакомство с научной литературой – монографии и статьи по Исландии, сбор банка данных по составам базальтов и интрузивных пород и пр. И в этом случае, как и в Монголии, он где-то достал исландско-русский словарь, чтобы выучить некоторые элементарные слова, чтобы спросить дорогу и т.д. В связи с работами в Исландии Юрию Семеновичу были посвящены следующие строки:

Этот остров на планете для ученых просто клад:
Как возник он в океане миллионы лет назад?

Где берет начало магма, из вулканов выходя?
Что творится на глубинах?
Почему дрожит Земля?
Вот на все эти вопросы Академия наук
Поручила нам с Геншафтом дать ответ,
Проникнув в суть!
Все ведь знают, как непросто быть одним в чужой стране.
Да! Еще – ведь этот остров очень сложен и вообще…
Люди там совсем другие,
По-исландски говорят
Верят в троллей, гномов,
Виски любят выпить,
Как у нас!
Начав с Рейкьявика маршруты,
Объездил Юра всю страну,
Опробовал базальтов кучу,
Он свез их все в свою страну.
А исландцы удивлялись:
«Как же так? Вопрос ребром – мы осваиваем недра,
А не знаем, где живем?
Что творится на глубинах?
Где Геншафт, а где кора?
Почему вблизи базальтов магма кислая пошла?»

А в 1993году после окончания полевых работ, когда закончилась экспедиция, появилось:

И волнуются исландцы,
Почему не едет он,
Ставший близким им по духу,
Наш ученый ГЕНШАФТССОН?

В результате работ в Исландии была собрана представительная коллекция горных пород, выявлены особенности распространения интрузий на территории Исландии, изучен их состав. Уже в Москве были проведены детальные петролого-петрофизические исследования основных минералого-петрохимических типов образцов, в том числе при высоких температурах и давлениях. Несмотря на проявления в Исландии базальтов щелочно-оливиновой серии, подобных породам океанических островов и континентальных рифтов, с которыми связаны включения пород ультраосновного состава, последних ни в виде включений, ни в составе интрузивных комплексов обнаружено не было. Юра говорил

об этом еще в Москве перед отъездом. А результатом было то, что в нашем распоряжении имелись только породы, представляющие земную кору. Изучение вещества в виде магматических пород Исландии позволило обосновать интрузивную природу третьего сейсмического слоя коры и дать его конкретную вещественную характеристику.

Это было сделано для Исландии впервые. Было выделено семь групп вулканитов и включений в них. Показана важная роль процессов кристаллизационного фракционирования в формировании пород кумулятивного и собственно магматического типов, с которыми связаны кардинальные различия в их петромагнитных характеристиках. Анализ особенностей химического и изотопного состава пород Исландии позволил обосновать эволюцию геодинамических (эндогенных, по В.В.Белоусову) режимов магмогенеза под Исландией за последние 16 млн. лет. Анализ всех геолого-геофизических данных привел к выводу, что развитие тектоно-магматической активности в пределах острова эволюционировало от континентального типа к океаническому с большой ролью мантийного плюма на неотектоническом этапе его геологической истории. Все эти выводы вошли в монографию Ю.С.Геншафта и А.Я.Салтыковского «Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм», изданную в 1999 году в издательстве ГЕОС. Книга на конкурсе лучших научных работ Института физики Земли получила в 2000 году, Первую премию им. Г.А.Гамбурцева.

Этой большой работой Ю.Геншафт подвел итог своим многолетним исследованиям в Исландии. Но еще много лет после этого он продолжал использовать исландский материал для экспериментальных и петрофизических исследований.

Параллельно с работами в Монголии и Исландии Ю.Геншафт проводил полевые исследования на Малом Кавказе, Тюрингии, Саксонии. С азербайджанскими и армянскими коллегами была опубликована серия работ по вещественному составу земной коры и верхней мантии под Малым Кавказом на основании петрофизических исследований глубинного вещества в базальтах и анализу геолого-геофизических данных этого региона. С немецкими специалистами выходят работы по вещественному составу глубинных горизонтов земной коры и верхней мантии под южной частью бывшего ГДР.

В последние годы, используя результаты эксперимента (все эти работы Геншафт проводил в его любимом Борке) он выделил основные факторы, воздействующие на изменение состава кристаллизующихся ильменита и титанистых феррошпинелей -

главных рудных минералов, влияющих на формирование магнитных характеристик горных пород. Он показал, что в природе могут существовать разные механизмы разделения металлической железной и силикатной фаз при различных условиях плавления вероятного протопланетного вещества. Это был уже шаг вперед в разработку проблемы эволюции Земли, как планеты.

В 2005 году накануне 70-летия, Ю.С.Геншафту было присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки РСФСР». Указ был подписан Президентом страны В.В.Путиным. Обращаясь к Юре, я откликнулся на это так:

«Кто ты? Бор иль Ломоносов?
Да не в этом дела суть –
У тебя в Геонауке
Свой оригинальный путь!
Годы шли, цвела наука
И об этом всем узнав,
Президент Владимир Путин
Подписал такой Указ:
За заслуги в Г-науках,
Достижения в труде
Наградить Ю.С.Геншафта
Высшим званием в стране!
Пусть весь мир теперь узнает,
Как ученых ценим мы,
Мы награды им вручаем,
Им же деньги не нужны!»

В последние два-три года Юрий Семенович много размышлял об общих вопросах, связанных с эволюцией Земли как планеты. Нашей группой под руководством Ю.С.Геншафта проводились совместные работы с Ю.Н.Авсюком, который показал, что в системе Солнце-Земля-Луна колебательный характер эволюции приливных сил должен приводить к временным циклам в геодинамических процессах на Земле и широтным сдвигам этих процессов в геологическом масштабе времени.

Проведенный нами анализ широтного сдвига площадей распространения континентального осадконакопления, магматизма и складчатости на фаннерозойском этапе развития Земли позволили установить значимые корреляции основных геологических процессов с ходом приливной эволюции в системе Земля- Луна – Солнце.

Юра был в душе, прежде всего физик и, естественно, как физика, его интересовал вопрос – с каких позиций следует рассматривать процессы, происходящие в твердой Земле? Он просмотрел огромное количество литературы, собирал материал в Интернете, общался с сейсмологами, механиками, астрономами, гравиметристами и т.д.

Анализируя механизм землетрясений и результаты тектонофизического эксперимента, Ю.Геншафт попытался рассмотреть эти процессы с точки зрения открытых нелинейных систем. Юра полагал, что основные нерешенные геолого-геофизические проблемы сосредоточены в области быстрых процессов изменения параметров Земли, приводящих к катастрофическим событиям, меняющим поверхностный и глубинный лик планеты. За этими процессами – магматизм и вулканизм, землетрясения, дегазация, изменения физических полей – следует необратимое изменение всех земных оболочек, не всегда устанавливаемое современными аппаратурными возможностями.

За месяц до того, как его положили в больницу, Юра сделал в Институте доклад на тему «Земля – как открытая система. Геофизические и геологические следствия» на Научном семинаре Отделения Природно-техногенных катастроф и сейсмичности Земли.

Он был членом Ученых Советов МГУ и ИФЗ, аккуратно посещал все заседания, голосовал и принимал активное участие в работе этих Советов. В последние годы Ю.Геншафт являлся участником, часто лидером, многих международных и отечественных проектов (например, с фирмой Шлюмберже, нескольких проектов по грантам РФФИ, «Электронная Земля» и т.д.) перечень его научных публикаций насчитывает более 300 наименований, включая 9 монографий.

Казалось, что последний год он работал по 24 часа в сутки. Он как будто что-то предчувствовал и боялся чего-то не успеть, что-то не доделать, не досказать. Я поражался, откуда у него берутся силы, энергия, терпение. Он знал, что болен и что нужна сложная операция на сосудах головы и всячески от нее отказывался. Но медики его убедили, что положение сложное и в противном случае ему грозит полная закупорка сосудов головного мозга и он, как умный человек, понимал, чем это ему и его близким грозит.

В палате в Институте Вишневского у него был ноутбук и даже там Ю. Геншафт продолжал работать, и он работал - подготовил две статьи, написал несколько отзывов, давал задание аспирантам, которые навестили накануне его в больнице. Он был спокоен и получал от работы удовлетворение. Он был уверен, что все пройдет

нормально. Я был у него накануне операции, мы много говорили о процессах магматизма на разных этапах геологической истории Земли с позиций открытой системы.

У него была готова статья, которая вышла в журнале «Физика Земли», №8, 2009 году уже после его кончины. Он передал ее мне в больнице накануне операции, чтобы я отнес ее в редакцию. Юрий Семенович собирался разработать и внедрить специальную программу комплексных исследований свойств вещества тектоносферы при высоких термодинамических параметрах в связи с твердотельными превращениями и взаимодействием флюид-порода. В реализации этой программы должны были участвовать многие институты РАН.

Юра был руководителем многих молодых специалистов. У него было 15 аспирантов и соискателей, которые успешно защитили свои диссертации, причем он не был формальным руководителем. Юра много времени уделял своим молодым товарищам, подготавливая с ними эксперимент, обсуждая очередную статью, он объяснял им, для каких целей ставится тот или иной опыт и что это может дать для петрологии и геологии. Он был требовательным, но справедливым. Его ученики работают в разных странах – США, Канаде, Германии, Сирии, Закавказье, Средней Азии, Сибири и т.д.

Авторитет Ю.Геншафта в области петрофизических исследований позволил ему возглавить петрофизическую секцию Петрографического комитета при Президиуме РАН, по его инициативе стали проводиться ежегодные международные конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». В конце 2009 года состоится очередная 10-я конференция, но уже без Юры, и будет она посвящена его памяти.

Грустно, что все это приходится говорить в прошедшем времени. Все мы потеряли большого ученого и прекрасного организатора. Я потерял настоящего и необыкновенного друга, с которым более 40 лет мы делили тяготы и радости полевой жизни, подвальные переезды, интересную работу, часы досуга и грусть расставаний с друзьями. Представляется, что Юра всегда будет с нами, в нашем Институте, в Обсерватории «Борок», который он так любил и куда он с большим удовольствием приезжал, он будет в нашей лаборатории, которую так заботливо создавал, сохраняя атмосферу теплоты и дружбы.

Память о прекрасном, светлом, лучезарном человеке и большом ученом Юре Геншафте сохранится у всех нас навсегда.

МОНОГРАФИИ Ю.С. ГЕНШАФТА:

1. Геншафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.

2. Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 201 с. (соавтор Салтыковский А.Я.)

3. Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с. (соавтор Салтыковский А.Я.)

4. Геншафт Ю.С. Включения глубинных пород и минералов в магматических породах. Ретроспективный библиографический путеводитель. М.: Наука, 1989. 175 с.

5. Геншафт Ю.С. и др. Геохимия глубинного вещества Земли // Геохимия глубинного вещества Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. 240с.(коллектив авторов)

6. Геншафт Ю.С. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 91 с. (соавтор Салтыковский А.Я.)

7. Геншафт Ю.С. Включения глубинных пород и минералов в магматических породах. Ретроспективный библиографический путеводитель. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. Вып.1. 211 с.; вып.2. 148 с.; вып.3. 137 с.

8. Геншафт Ю.С. Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.:ГЕОС, 1999. 363 с. (соавтор Салтыковский А.Я.)

Юрий Семенович Геншафт автор более 290 научных публикаций в периодических изданиях.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ПРИЛИВНЫЕ СИЛЫ В СИСТЕМЕ ЗЕМЛЯ – ЛУНА

Авсюк Ю.Н., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Соколова Ю.Ф., Светлосанова З.П.
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г.Москва,
saltyk@ifz.ru

GEODYNAMIC PROCESSES IN EARTH'S CRUST AND TIDAL FORCES IN SYSTEM THE EARTH–THE MOON

Avsjuk Yu.N., Genshaft Yu.S., Saltykovskij A.J., Sokolova Yu.F., Svetlosanova Z.P.
Schmidt institute of physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

It was shown that oscillatory regime in tidal evolution of the Earth–Moon–Sun system results in periodical changes of velocity rotation and angle incline of the axis rotation. The increasing of the Earth rotation angle velocity (+w) should be accompanied with increasing ocean level in low latitudes (equatorial) and decreasing in high latitudes (Polar areas). Another situation has to be observed with decreasing of the velocity rotation Earth (-w). According to the principles the latitude zoning have to take place in distribution (in geological scale of time) of some geodynamical processes in the lithosphere (we mean Fanerozoic epoch only).

Процессы, происходящие в земной коре и верхней мантии Земли, являются естественным следствием проявления не только традиционно рассматриваемых геологами эндогенной активности, но и приливных сил, действующих в системе Земля – Луна - Солнце. Схема приливной эволюции [2] отражает реальный процесс перестройки режима вращения Земли, который обусловлен изменением параметров орбитального движения Земли - Луны в гравитационном поле Солнца. Подчеркивается циклический характер кривой, отражающей приближение – удаление Луны к Земле в диапазоне плюс-минус 4R Земли. Циклический характер известен и в проявлении геологических процессов на фанерозойском этапе развития.

Были проанализированы [1,2] площади распространения магматизма, этапов складчатости, процессов трансгрессии и регрессии на континентах и шельфе в широтных поясах, расположенных в интервалах 0-20, 20-40, 40-60°с.ш. и ю.ш. в течение фанерозойского времени. Оказалось, что максимальная активность этих процессов приурочена к зоне 20-40°с.ш. В южном полушарии такие закономерности всех менее выражены. Для установления широтной зональности трансгрессий – регрессий и связанных с ними различий в осадконакоплении выделялись площади, расположенные в интервалах 0-20, 20-40, 40-60°с.ш. и ю.ш. Выделялась доля площади, занимаемая областями регрессий и трансгрессий относительно всей рассматриваемой площади материков в каждом широтном интервале. Интенсивность разрастания площадей осадконакопления минимальная в юрское и меловое время становится выше в триасе и кайнозое. Для всех рассматриваемых эпох максимум разрастания осадконакопления приходится на интервал широт 20-40°с.ш. Интенсивность магматизма оценивалась (в тех же широтных интервалах) как отношение магматических ареалов к площади континентальной

суши и шельфа. Мощные проявления магматизма на границе перми и триаса (например, сибирские траппы) и в мелу (океанические базальтовые плато) совпадают с периодами наибольшего изменения скорости вращения Земли. В северном полушарии для широтного интервала 20-40°. наблюдается неизменно интенсивное проявление магматизма. Проанализированы также площади, охваченные разновозрастными фазами складчатости в тех же широтных интервалах. Максимальная интенсивность складкообразования герцинского, киммерийского и альпийского этапов также тяготеет к широтной полосе 20-40°. (каледонский этап не столь ясно выражен).

Проведенная работа показывает, что при анализе геодинамических процессов в земной коре и мантии следует учитывать действие приливных сил в системе Земля–Луна–Солнце.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ 07-05-00387.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Ю.Н., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Соколова Ю.Ф., Светлосанова З.П. Особенности широтных проявлений разновозрастных фаз складчатости в тектонической истории Земли // ДАН, 2008, Т.419, №5, с.650-652.
2. Avsjuk Yu.S., Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ja., Sokolova Yu.F., Svetlosanova S.P. Influence of tidal forces (the Earth – Moon – Sun system) of some geological processes in the earth's crust // Proceedings of the 7th International Conference "Problem of Geocosmos" (St.Peterburg, May 26-30, 2008), ed. by V.N. Troyan, M. Hayakawa, and V.S. Semenov, SPb, 2008, P.336-340.

РАЗРАБОТКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Александров П.Н. [a], **Александров А.Н.** [b]
[a]ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Троицк,Россия
[b]ОАО «САРАТОВНЕФТЕГЕОФИЗИКА», Саратов, Россия
E-mail: alexandr@igemi.troitsk.ru

DEVELOPMENT OF MATHEMATICAL MODEL OF COMPLEX INTERPRETATION OF THE GEOPHYSICAL DATA

Aleksandrov P.N. [a], **Aleksandrov A.N.** [b]
[a]GEMRC IPE RAS, Troitsk, Russia
[b]SARATOVNEFTEGEOPHYSICA JSC, Saratov, Russia

The foundation of the quantitative interpretation geophysical data is the establishment interconnection between the geological and geophysical parameters. These parameters are the function of spatial coordinates. View of that, the interconnection it is necessary be formed between the functions of spatial coordinates, what need attraction the apparatus of functional analysis. Such staging of problem the geological interpretation to involve the row of new problems. First of all, that problem of formalization process of the geological interpretation the data of the complex geophysical methods.

Основой количественной интерпретации геофизических данных является установление взаимосвязей между геологическими и геофизическими параметрами. Эти параметры являются функциями пространственных координат. Именно зависимость геолого-геофизических параметров от пространственных координат положена в основу разработки количественных методов геологической интерпретации геофизических данных, что приводит к использованию методов функционального анализа.

Пусть имеется M образцов горной породы, для которых определены литология и физические параметры: сопротивление ρ, плотность σ, скорость распространения упругих волн V, намагниченность χ. Литотипы этих образцов также известны: m образцов являются, например, песчаниками P, остальные известняком I. Эти образцы взяты из разных точек геологического пространства и имеют координату место отбора каждого образца. Это означает, что как геологические, так и геофизические параметры является функцией пространственных координат

$$P = P(x, y, z),\ I = I(x, y, z),\ \rho = \rho(x, y, z),\ \sigma = \sigma(x, y, z),\ V = V(x, y, z),\ \chi = \chi(x, y, z).$$

Если для физических параметров количественные значения определены, то для геологических параметров их требуется определить. Для этого условимся оценивать количественные значения геологических параметров величиной, изменяющейся от нуля до единицы. Например, $P = 1$ будет означать, что образец полностью состоит из песчаника (в образце находится 100% песчаника). Если $P = 0$, то образец не содержит песчаника. Если, к примеру, $P = 0.7$, то образец состоит из 70% из песчаника и из 30% другого литотипа (не песчаника). Очевидно также, что геологический разрез состоит не только из песчаника и известняка. Геологическая среда может содержать и другие литотипы, которые не попали в состав образцов. Это обстоятельство оказывается, как будет видно из нижеизложенного, очень важным для определения

функциональной зависимости между геологическими и геофизическими параметрами. В связи с этим введем еще один литотип, а именно, – неизвестный литотип $N = N(x, y, z)$, в который попадает всё многообразие литотипов не установленных при исследовании отобранных образцов горной породы.

Установление взаимосвязи между геологическими и геофизическими параметрами приводит к математической задачи установления функциональной зависимости между функциями пространственных координат. Для рассматриваемого примера это равносильно заданию семи неявных функций (по общему числу рассматриваемых 7 функций геолого-геофизических параметров)

$$F_i(P, I, N, \rho, \sigma, V, \chi) = 0, \; i = \overline{1,7},$$

например

$$P - f_1(I, N, \rho, \sigma, V, \chi) = 0,$$

$$I - f_2(P, N, \rho, \sigma, V, \chi) = 0 \text{ и т.д.}$$

Условием зависимости функций геолого-геофизических параметров является равенство нулю определителя матрицы Якоби $\left|\frac{\partial F_i}{\partial g_j}\right| = 0$, где g_j обозначены указанные выше геолого-геофизические параметры, $j = \overline{1,7}$.

Если исключить из этой системы неизвестный литотип N, то это будет означать априорное задание функциональной зависимости между геологическими параметрами P, I и геофизическими. Как следует из условия зависимости функций, такие связи не всегда возможны. Иначе говоря, нельзя заранее гарантировать, что при исключении неизвестного литотипа определитель матрица Якоби (якобиан) будет равен нулю. При учете неизвестного литотипа в виде $P + I + N = 1$ якобиан всегда будет равен нулю.

Для иллюстрации предлагаемого подхода, рассмотрим практический пример на примере данных ГИС по выделению литотипов. По одной из скважин Прикаспийской впадины были получены данные стандартного каротажа скважины, и с некоторых глубин был отобран керн, по которым установлены литотипы. По этой скважине проведен стандартный геофизический каротаж, результаты которого изображены на рис.1

По известной литологии и данным ГИС, взятых на тех же глубинах, что и керн, была найдена матрица связи $A = (X^T X)^{-1}(X^T Y)$, где X - матрица геофизических параметров, столбцы которой представляют собой отдельный геофизический параметр, а строки определят местоположение этого параметра по всему интервалу глубин, указанных на рис.1. Матрица Y представляет собой матрицу геологических параметров, столбцы которой состоят из литотипов:

песчаника, известняка и неизвестного литотипа. Строки определяют местоположение этого геологического параметра по всему интервалу глубин, указанных на рис.1. Причем, там, где керн не был отобран, параметры литотипов известняка и песчаники были равны нулю, а параметр неизвестного литотипа – единице. Следует отметить, что матрицы X и Y формируют переопределенную систему уравнений $Y = AX$, поскольку количество строк (количество данных ГИС по интервалу глубины наблюдения) значительно превосходит количество столбцов (количество геолого-геофизических параметров).

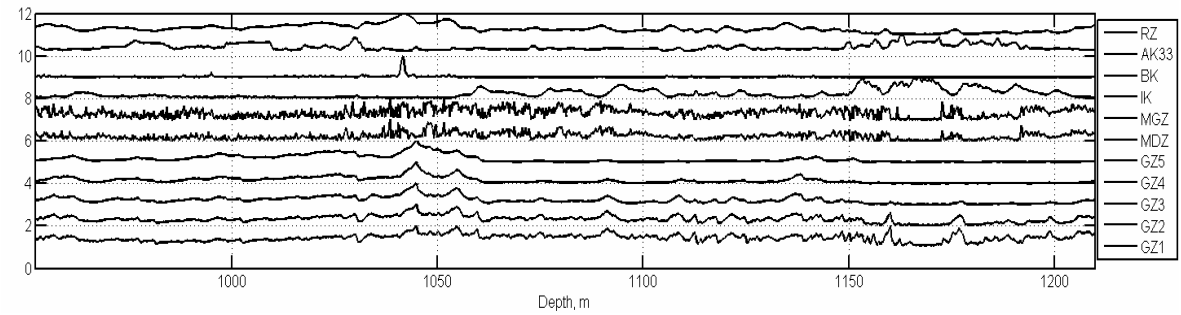


Рис. 1. Данные стандартного каротажа скважины.

После нахождения матрицы A, она была использована для определения литотипов по всему интервалу глубин на основе окончательного преобразования $Y_n = X(X^T X)^{-1}(X^T Y)$ с точностью $\frac{norm(Y - XA)}{norm(Y)} 100\% = 47.125\%$. Эта величина была принята в качестве граничного значения для соответствующего геологического параметра: если новое значение геологического параметра, в процентном соотношении, было больше этой величины, то этому параметру присваивалось значение единица. В противном случае ноль. Результаты этого преобразования представлены на рис.2.

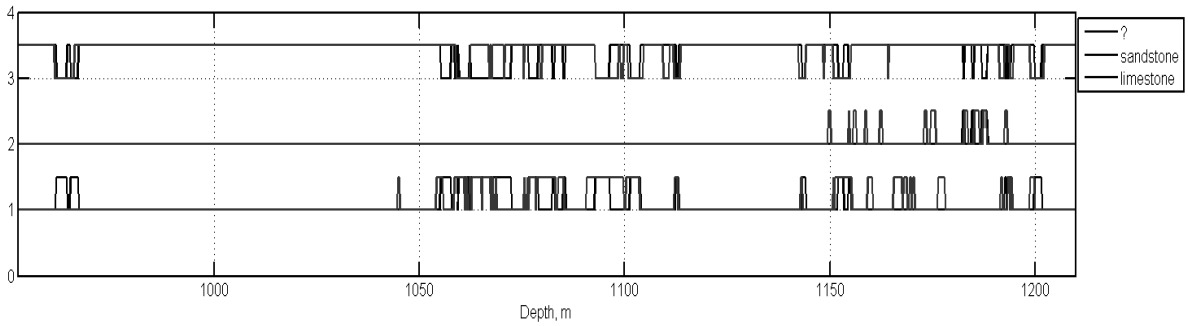


Рис. 2. Данные по литотипам. Черным цветом указаны известные данные по литотипам (сверху вниз): ? – неизвестный литотип, sandstone – песчаник, limestone – известняк. Данные по этим литотипам оцифрованы нулем и единицей. Красным цветом указаны

результат отображения области известной геологии (литотипов) на область неизвестной геологии - результат отображения $Y \to Y_n$.

Как следует из рис. 2, область неизвестных литотипов (верхний график) уменьшается – на некоторых глубинах единички (черного цвета) переходят в нули (красного цвета). Для среднего графика (песчаник) осуществляется обратный переход от нулей к единичкам. Иначе говоря, в области глубин, на которых не проводился отбор керна, выделяются прослои песчаника по данным ГИС.

Для нижнего графика отмечается такая же тенденция. Однако есть расхождение на малых и некоторых других глубинах – нет соответствия между известными геологическими данными и результатом обработки геолого-геофизических данных по вышеизложенному алгоритму. Это несоответствие продиктовано тем обстоятельством, что изначально образцы горной породы были поделены на две группы – песчаник и известняк. Более детальный литологический анализ показал, что необходимо было выделить три группы – песчаник, известняк и доломитизированный известняк. Те несоответствия, которые отмечаются на нижнем графике, и связаны с этой неточностью.

Следует отметить, что в случае исключения неизвестного литотипа определитель матрицы Якоби не был равен нулю, что означает, что между геологическими P, I и геофизическими параметрами отсутствует функциональная зависимость. Введение неизвестного литотипа приводит к равенству нулю якобиана – имеет место функциональная зависимость.

РАДИАЦИОННЫЙ ВОЗРАСТ ИСКОПАЕМЫХ МЕТЕОРИТОВ ШВЕЦИИ

Алексеев В.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН), e-mail: AVAL37@chgnet.ru

COSMIC-RAY EXPOSURE AGES OF SWEDEN FOSSIL METEORITES

Alexeev V.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAN), e-mail: AVAL37@chgnet.ru

The found features in distributions of noble gas contents and of exposure ages in the fossil meteorites of Sweden imply the falling single meteorite shower. Time of this event corresponds to the stratigraphically oldest

occurrence of meteorites in the column. Meteorites in the younger strata most likely are a result of redeposition. In this case, there is no necessity to set up a hypothesis of intensive flux of meteorites to Earth during ~1-2 Ma about 470 Ma ago.

В отложениях известняков в ордовике на юге Швеции в карьере Thorsberg найдено более 80 ископаемых метеоритов. Heck et al. [1] по результатам измерения содержаний благородных газов в хромитовых зёрнах, выделенных из этих метеоритов, сделали вывод о *продолжительном* (в течение нескольких миллионов лет) интенсивном выпадении на Землю метеоритов после катастрофического разрушения ~470 млн. лет назад родительского тела (астероида) L-хондритов. Однако, анализ, полученных в [1] данных показал [2], что найденные особенности в распределениях радиационных возрастов и содержаний благородных газов могут быть объяснены в предположении падения одного метеорита, выпавшего в виде обширного метеоритного дождя. В дальнейшем [3] был исследован метеорит из карьера Gullhogen, в 35 км от Thorsberg. В данном сообщении мы приводим результаты анализа данных, опубликованных в работах [1, 3].

Найдена зависимость радиационных возрастов от массы образцов (рис. 1). Характерная особенность: малые массы и соответствующие высокие возрасты свойственны хромитовым зёрнам с плохой сохранностью (индексы 3-5). Поправка на зависимость от массы позволила оценить верхний предел радиационного возраста метеоритов: ~0.2 млн. лет (рис. 2). При этом характерно, что для метеоритов non-Ark группы хромитовые зёрна из метеоритов, залегавших в более молодых, позже сформировавшихся слоях (значения H>3 м), имели более плохую сохранность, чем в случае метеоритов, найденных при меньших значениях H (~0.5-1 м).

Нами найдена также зависимость радиационного возраста от величины захваченного $^{21}Ne_{tr}$ (рис. 3). Такая зависимость может быть обусловлена более высокой долей неучтённой нуклеогенной компоненты ^{21}Ne, обусловившей искусственное завышение радиационных возрастов, особенно для хромитовых образцов плохой сохранности. Экстраполяция линии регрессии к значению $^{21}Ne_{tr}=0$ (рис. 3) дала значение верхнего предела $T_{21}=0.23\pm0.03$ млн. лет, совпавшее со значением, найденным при введении поправки на зависимость T_{21} от массы.

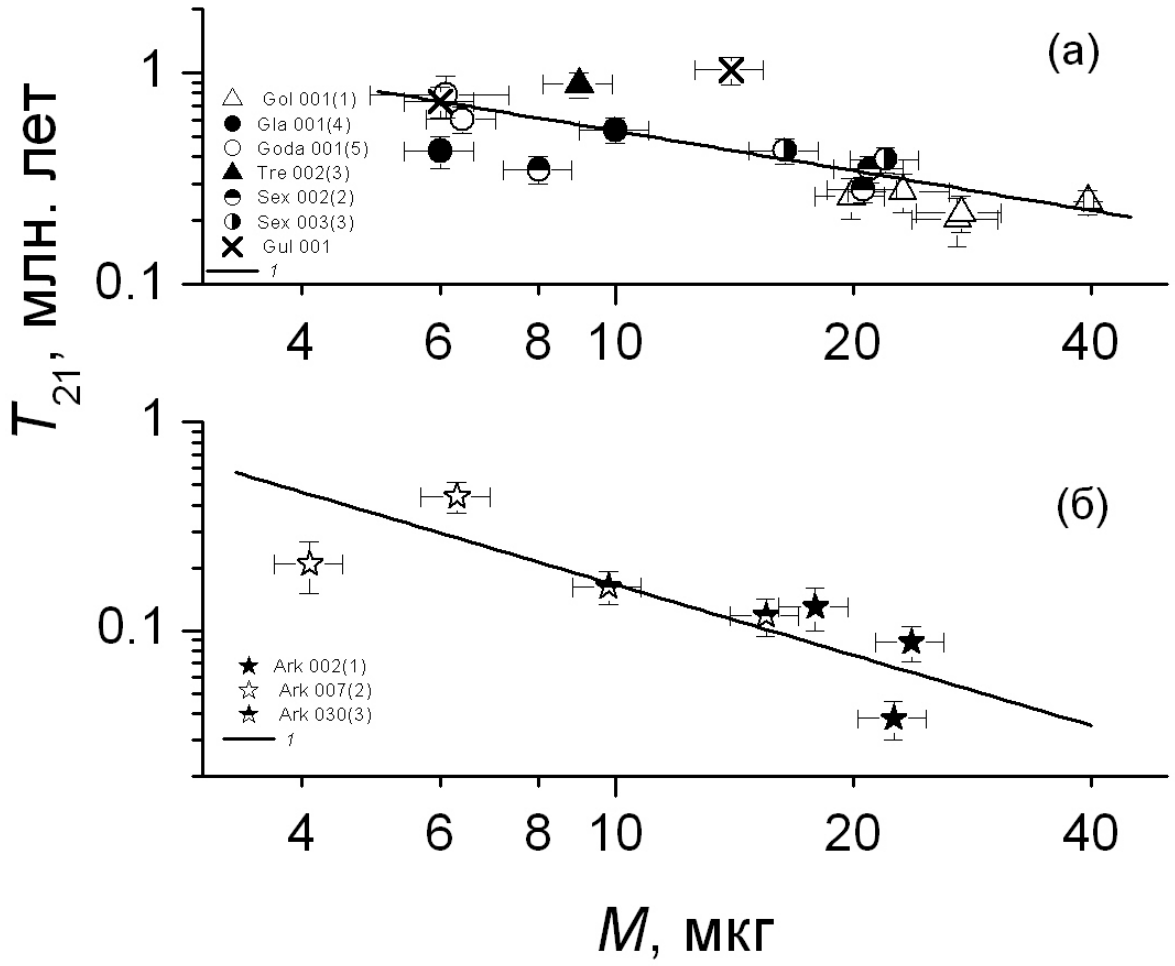


Рис. 1. Значения радиационных возрастов ископаемых метеоритов (T_{21}) в зависимости от массы образцов хромитовых зёрен (по данным [1, 3]). Условные обозначения метеоритов соответствуют таковым в [1, 3]; в скобках приведены индексы сохранности зёрен (1 – наилучшая сохранность, 5 – наихудшая). *1* – линии регрессии. (а) и (б) – Данные для групп метеоритов *non-Ark* и *Ark* соответственно.

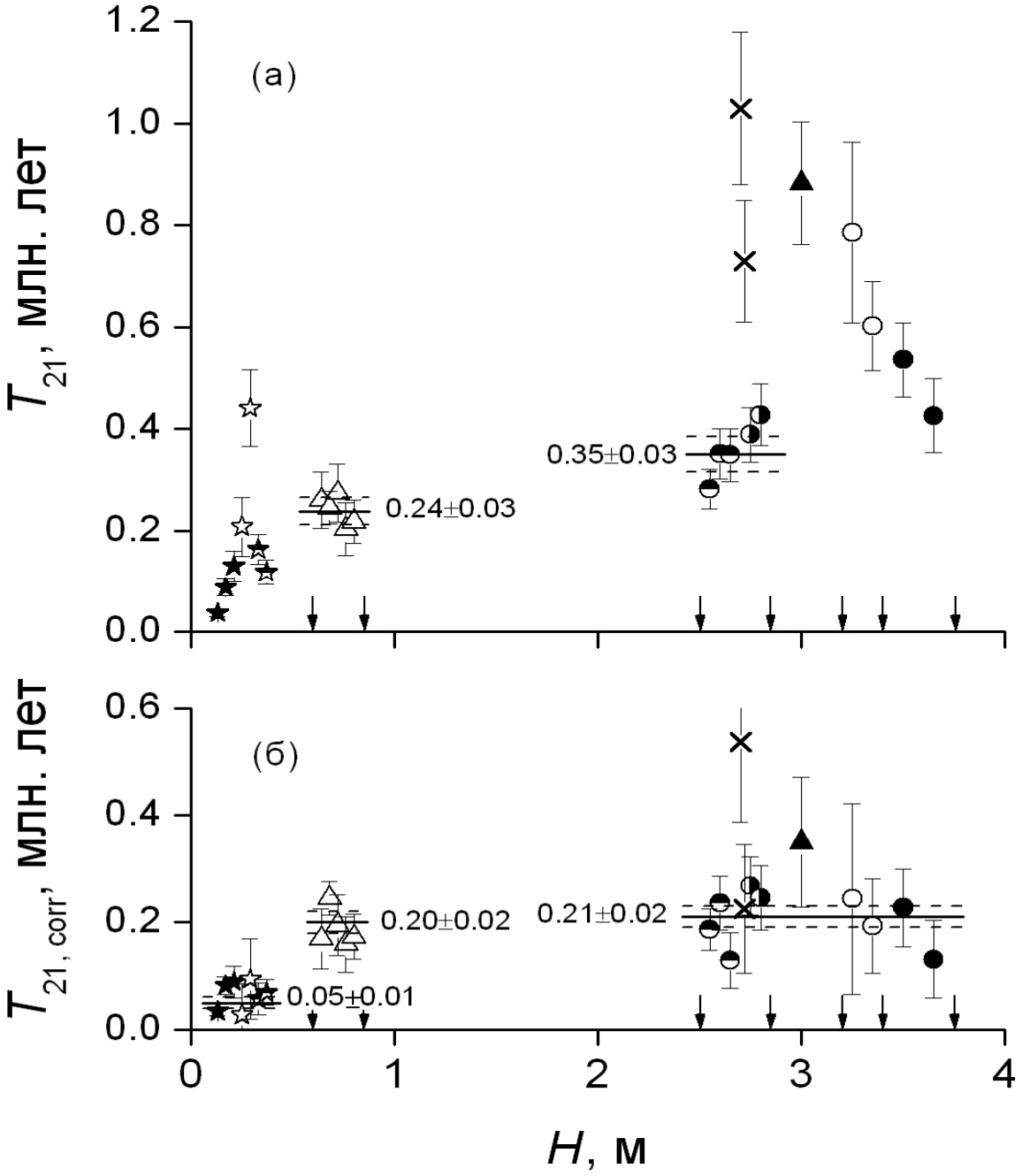


Рис. 2. Распределения значений радиационных возрастов (T_{21}) ископаемых метеоритов по глубине залегания (H). (а) – Согласно данным [1, 3]; (б) – радиационные возрасты ($T_{21,\ corr}$) после введения поправки на зависимость T_{21} от массы образца. Значение H = 0 относится к основанию самого древнего пласта Arkeologen; значения H>0 соответствуют более молодым, позже сформировавшимся отложениям. Вертикальными стрелками обозначены границы пластов. Горизонтальными отрезками прямых и соответствующими числами отмечены средние значения возраста групп метеоритов; пунктир и погрешности отдельных значений – ±1σ. Остальные обозначения см. на рис. 1.

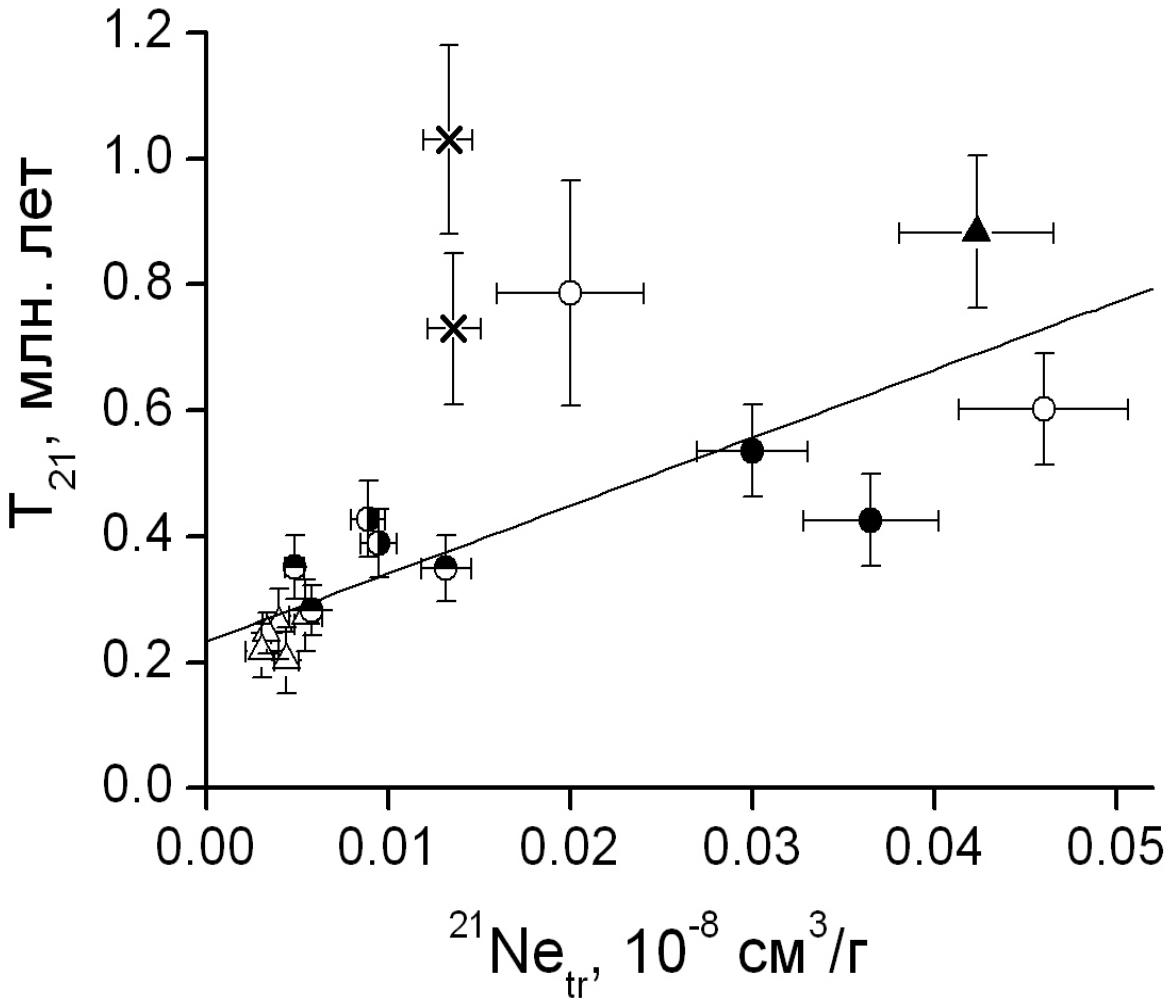


Рис. 3. Значения радиационных возрастов ископаемых метеоритов (T_{21}) в зависимости от количества захваченного ^{21}Ne (по данным [1, 3]). Прямая – линия регрессии. Условные обозначения метеоритов см. на рис. 1.

Полученные данные соответствуют сделанному ранее в [2] выводу о падении ~470 млн. лет назад одного метеорита в виде метеоритного дождя с последующим переносом фрагментов этого метеорита на дне мелководного моря в формирующиеся слои отложений известняков.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы П15 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. 1 Heck Ph.R. et al. Nature. 2004. V. 430. № 6997. P. 323.
2. 2 Alexeev V.A. LPSC 40th, 2009. CD-ROM, abst. #1003.pdf.
3. 3 Heck Ph.R. et al. Meteoritics Planet. Sci. 2008. V. 43. № 3. P. 517.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО УРАНОВОРУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) ПО ДАННЫМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Алешин А.П.[a] , Величкин В.И.[a], Горбатиков А.В.[b] , Степанова М.Ю.[b], Комаров Вик.Б.[a], Комаров Вл.Б.[a]
[a]ИГЕМ РАН, [b]ИФЗ РАН
e-mail: aleshin@igem.ru

DEEP STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST IN THE VICINITY OF THE STRELTSOVSKY URANIUM ORE FIELD (EASTERN TRANSBAIKALIA) FROM THE DATA OF MICROSEISMIC SOUNDING

Aleshin A.P.[a], Velichkin V.I.[a], Gorbatikov A.V.[b], Stepanova M.Yu.[b], Komarov Vik.B.[a], Komarov Vl.B.[a]
[a]IGEM RAS, [b] IFZ RAS

Microseismic sounding has been used to explore the Earth's crust structure beneath the Streltsovsky caldera which hosts 19 unique on reserves Mo-U deposits. Images of seismic heterogeneties in the Earth's interiors were interpreted as a column of the crust disintegration and magma-fluid permeability (mantle plume) ~5 km wide, rooted down to the depths of more than 50 km. Two levels of magma chambers have been disclosed: the lower-crustal chambers at the depths of 35-40 km and the middle-crustal chambers at the depths of 7-15 km. Subvertical separated fault zones connect the middle-crustal chambers with the zone of ore deposition forming the pathways for acid magma and presumably for uranium-bearing fluids.

Mo-U месторождения Стрельцовского рудного поля (СРП) с общими запасами урана более 250 тыс. т залегают в позднемезозойских осадочно-вулканогенных породах Стрельцовской кальдеры (СК) и в PR-PZ гранитоидно-метаморфических породах ее фундамента. Существуют различные представления по поводу генезиса урановых руд СРП. Относительно источника урана имеются три основные гипотезы: (1) вмещающие породы; (2) верхнекоровый очаг кислой магмы на глубине 4-5 км; (3) мантийный источник [3]. В последнее время разрабатывается гипотеза о том, что источником урана явилась кислая Li-F магма, длительно эволюционировавшая на глубине 7-15 км [1].

Для проверки гипотез об источнике урана требуется надежная информация о строении земной коры в районе СК. Имеющийся единственный разрез, основанный на данных гравиметровых съемок и сейсмических работ МОВ-ОГТ, дает представление о

строении земной коры под СК на глубину только до 12 км, при этом магматических камер не выявлено.

Для оценки строения земной коры на бóльшие глубины был использован метод микросейсмического зондирования, развиваемый в ИФЗ РАН [2]. Метод базируется на пространственно-частотном анализе интенсивности фонового естественного микросейсмического поля в широком диапазоне частот (от 0.03Гц до 1Гц) и позволяет получать оценочные трехмерные и профильные модели относительных скоростей поперечных сейсмических волн. В качестве зондирующего сигнала используется фоновое естественное поле микросейсмических волн. Метод реализуется в предположении, что основной вклад в вертикальную компоненту микросейсмического поля осуществляется за счет фундаментальных мод Рэлея.

Микросейсмическое зондирование проводилось вдоль субширотного профиля длиной 28 км (азимут 103) от Чиндачинского разлома на западе до варисских гранитов фундамента СК на востоке (рис.1). Расстояние между точками наблюдений составило 500 м, на участке детализации между Талан-Гозогорским и Меридиональным разломами шаг был уменьшен вдвое.

Как видно на разрезе относительных скоростей поперечных сейсмических волн (рис. 2), в строении земной коры выделяются горизонтальные и вертикальные сейсмические неоднородности. Тектоническим элементом 1-го порядка является Чиндачинский разлом (1), разделяющий блоки с повышенным гравитационным полем к западу от него (мраморы, гнейсы, амфиболиты) и с пониженным – к востоку [3]. Заметно, что более плотные породы характеризуются повышенными сейсмическими скоростями. Восточнее Чиндачинского разлома в земной коре отмечаются отдельные блоки с повышенными скоростями, которые интерпретируются как ненарушенные реликты диорит-метаморфического (ДМС) и базит-метаморфического слоев земной коры. На разрезе неявно выделяются горизонтальные границы по изменению сейсмической гетерогенности земной коры. Породы выше границы на глубине 3 км (7) гетерогенны и характеризуются в целом пониженными скоростями, характерными для гранитоидных пород. Блоки с повышенными скоростями интерпретируются как слабо нарушенные метабазиты и мраморы фундамента (между Урулюнгуевским (2) и Талан-Гозогорским (3) разломами), а также как основные и средне-кислые вулканиты кальдеры (между Меридиональной (4) и Центральной (6) зонами разломов). Ниже, до глубины 7 км (граница 8) находится слой с близкими

относительными скоростями, который пересекается крутопадающими зонами с пониженными скоростями (разломами).

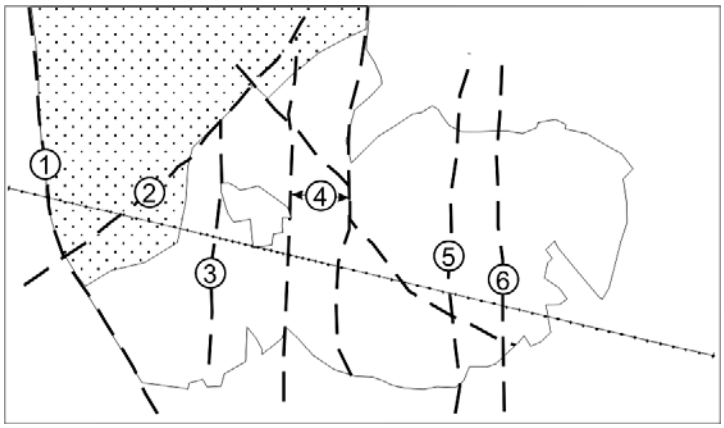


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Стрельцовского рудного поля с положением профиля микросейсмического зондирования. Серое – фундамент кальдеры, крап – вулканогенно-осадочное заполнение Восточно-Урулюнгуевской впадины. Номера разломов соответствуют номерам на рис. 2. По Л.П.Ищуковой [**3**], с изменениями.

От 7 до ~15 км (границы 8-9) земная кора характеризуется высокой вариабельностью скоростей, обусловленной, по-видимому, сочетанием среднекорового очага кислой магмы с пониженными скоростями (область 11) и блоками ненарушенного ДМС – с повышенными. Граница (10) на глубине около 40 км выделяется по подошве изометричной зоны с пониженными скоростями, интерпретируемой как нижнекоровый магматический очаг, и соответствует поверхности Мохо [3].

Крутопадающие зоны разломов выделяются на разрезе по линейным участкам пониженных сейсмических скоростей. Наиболее крупные зоны прослеживаются до нижнекоровых глубин – это Чиндачинский (1), Урулюнгуевский (2) разломы, а также Меридиональная (4), Мало-Тулукуевская (5) и Центральная (6) зоны разломов. Меридиональная зона разломов контролирует положение Аргунского, Жерлового, Пятилетнего, Краснокаменского и Юго-Западного месторождений, тогда как в Мало-Тулукуевской зоне локализованы месторождения Октябрьское, Мартовское, Лучистое и Мало-Тулукуевское, а в Центральной зоне – месторождения Стрельцовское и Антей. Талан-Гозогорский разлом (3) является подводящим для Тулукуевского вулкана кислой магмы, а разломы Меридиональной зоны (4) - для Краснокаменского и Юго-Западного вулканов.

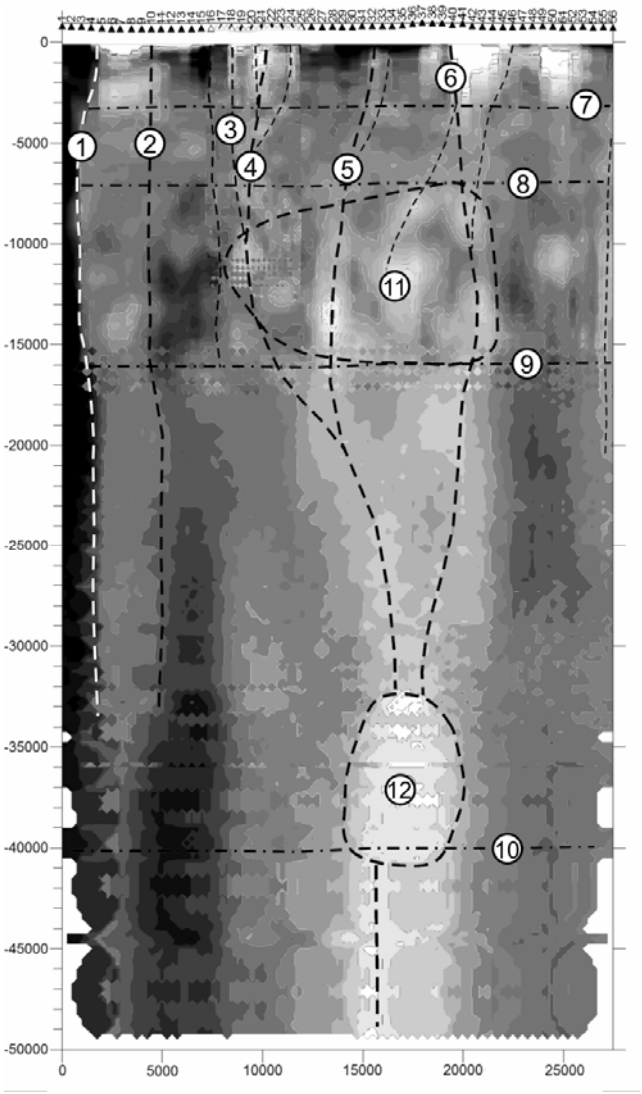


Рис. 2. Сейсмический разрез вдоль профиля (см. рис. 1). Светлое – области с пониженными сейсмическими скоростями, темное – с повышенными. Горизонтальная и вертикальная шкалы в метрах. Пояснения см. в тексте.

Общая колонна, выраженная в пониженных скоростях и интерпретируемая как зона повышенной магматической и флюидной проницаемости (мантийный плюм), прослеживается на глубину 50 км и ниже. Предполагается, что уран последовательно накапливался в нижнекоровом и затем в среднекоровом магматических очагах, и отщеплялся от кислой эволюционированной Li-F магмы в гидротермальный флюид, переносивший уран к зоне рудоотложения.

ЛИТЕРАТУРА
1. Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.Л. Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // Геология руд. месторождений. 2007. № 5. С.446–470.
2. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика земли. 2008. №7. С.66-84.
3. Ищукова Л.П. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: типография «Глазковская». 2007. 260 с.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ УРОВНЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ПОРОДАХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Аракчеева Я.А., Панасьян Л.Л., Фролова Ю.В.
Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова,
e-mail: skalka@geol.msu.ru

THE APPLICATION OF ACOUSTIC EMISSION FOR ASSESSMENT OF STRESS LEVELS IN ROCKS FROM GEOTHERMAL FIELDS

Arakcheeva Ya.A., Panasian L.L., Frolova J.V.
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology

Stress memory is studied for core samples by means of acoustic emission. The object of our research is geothermal field located on Iturup Island (the Kurils). Samples description, the study of composition and structure, definition of physical properties, and measurements of AE characteristics during uniaxial loading have been done. The diagrams AE versus stress for rocks from different hydrothermal zones have been obtained by results of laboratory experiments. Several stress levels developing in rock massive have been defined. Among obtained stresses the values coinciding with gravity have been discovered.

В настоящее время ведутся интенсивные исследования геотермальных месторождений в Исландии, Италии, США, Японии, Новой Зеландии, России и решаются, как прикладные, так и научные вопросы. Нами изучались состав и структура пород, определялись физические характеристики и проводились испытания

на одноосное сжатие с одновременным измерением акусто-эмиссионных (АЭ) параметров. Исследовались туфы Океанского геотермального месторождения (вулкан Баранский), расположенного в центральной части о. Итуруп. На основе известного эффекта Кайзера и свойств памяти stress memory (память о напряжении) и felicity ratio (коэффициент сохранности) возможна оценка нескольких уровней напряжений, которые испытывал массив пород in situ. Геологический разрез представлен разнообразными туфами неоген-четвертичного возраста от дацитового до андезибазальтового состава, с потоками лав и дайками того же состава. Вулканогенная толща преобразована под действием термальных вод. Для этой геотермальной системы был установлен зональный характер гидротермальных изменений пород по разрезу. Сверху вниз до глубины 1200 м выделено 7 зон, выраженных в смене набора вторичных минералов: опалиты, гидротермальные аргиллиты, аргиллизированные пропилиты, низкотемпературные пропилиты, среднетемпературные пропилиты, вторичные кварциты, и особая зона вскипания.

Типы графиков ΣАЭ=*f(σ)*, отражающие поведение эмиссии при различном характере разрушения показаны на рис.1. В основном, кривые ΣАЭ=*f(σ)* для данных образцов имеют вид (рис.1в). Для крупнопсефитовых туфов из зоны низкотемпературных пропиллитов экспериментальные кривые имеют ступенчатый характер (рис.1г.).

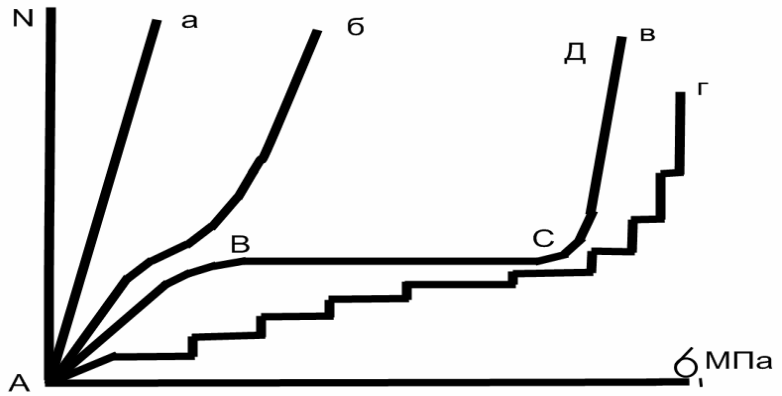


Рис. 1. Типы графиков, отражающие поведение эмиссии при различном характере разрушения

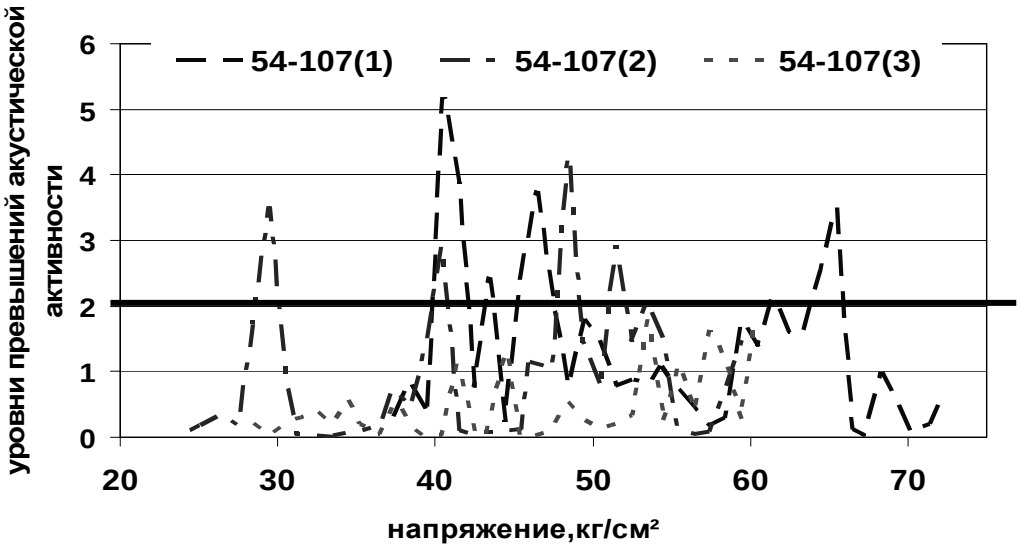


Рис. 2. Диаграмма зависимости уровней превышений АЭ от напряжения для крупнопсефитового туфа

Методика определения напряжений на образцах разрабатывалась в 80-х годах [1]. В процессе испытаний, при одноосном нагружении, вызывающем механическую перестройку структуры горных пород, регистрируются различные параметры АЭ. Нами анализировались счёт АЭ и время наступления события. По кривым зависимости суммарного счета от напряжения (ΣАЭ=*f(σ)*) определяются: напряжение в каждый зафиксированный по излучению момент времени, превышение порогового уровня эмиссии, средний прирост суммарного счёта и характерное для каждого типа пород приращение, отношение общего приращения АЭ к приращениям на локальных участках. Для оценки напряжений учитываются только те значения, которые превышают общий фон в несколько раз и являются характерными для данного типа породы (рис.2.).

С помощью акустической эмиссии в породах разных гидротермальных зон обнаружено несколько уровней напряжений.

Из зоны опалитов испытано два типа пород: крупнопсефитовые туфы с глубины 39 м и андезиты с 57 м. Первые содержат много опала, что определило высокие напряжения (12 – 28 МПа), которые могли сохраниться в зависимости от его количества. А различные диапазоны напряжений от 11 до 55 МПа в андезитах отражают перепады напряжений не только при внедрении дайкового комплекса, но и неравномерность поля напряжений при трещинообразовании в высокопрочных породах. Это подтверждается наличием в андезитах разного количества мелких трещин.

Мелкообломочные туфы с глубин 157, 350-360 м располагаются в зонах гидротермальных аргиллитов и аргиллизированных

пропилитов, для которых характерно наличие большого количества различных глинистых минералов: монтмориллонита, хлорита, смешаннослойных, заполняющих промежутки между зернами, а также выполняюших трещины. Высокое содержание этих минералов приводит к снижению прочности туфов, повышению пористости и к затуханию эмиссии. Независимо от глубины отбора образцов, в них зафиксированы пониженные уровни напряжений: 8 – 16 МПа.

Крупнопсефитовые туфы с глубин от 420 до 540 м состоят из сцементированных, окатанных обломков андезитов различных размеров и располагаются в зоне низкотемпературных пропилитов. Их особенностью является наличие большого количества вторичных минералов, что отражается в неоднозначности поведения АЭ при нагружении. Так, в связи с наличием обломков разных размеров, которые в процессе нагружения могут начать соприкасаться друг с другом, всплески на кривых скорее отражают этот процесс и разрушение более слабых частей породы, чем общие уровни напряжений, которым она подвергалась в массиве. Об этом же свидетельствуют выявленные диапазоны величин напряжений от 3 - до 33 МПа. Для крупнопсефитовых туфов независимо от глубины их залегания и зоны гидротермальной переработки выявлено два типичных уровня напряжений, составляющих 4-5 и 12-19 МПа.

Особое место занимают пробы пород, отобранные с глубин 572, 618, 708 м из зоны вскипания гидротерм, представленные псаммитовыми и псефитовыми туфами. Для этой зоны характерен разнообразный набор вторичных минералов: от хлорита до кварца, различное содержание которых приводит к тому, что в породе сохраняются разные уровни напряжений. Наличие первого снижает уровни напряжений (13 МПа), второго - существенно увеличивает (90 МПа), что и фиксируется по АЭ. Для пород этой зоны поведение эмиссии отличается от образцов других зон. В частности, на протяжении всего опыта излучение акустических сигналов небольшие, но с резкими выбросами сигналов очень большой интенсивности.

В дайковых образованиях андезитового и диоритового состава, отобранных с глубин 646 и 840 м, расположенных в зоне среднетемпературных пропилитов, независимо от глубины и расположения в зонах выявлены близкие уровни напряжений, возможно, связанные с этапами внедрения дайкового комплекса. Они составляют в среднем 13, 16, 26-30, 45 МПа.

Отобранный с глубины 1060 метров псаммитовый туф относится к зоне вторичных кварцитов. Содержание кварца в этой породе 44%. Установленный высокий уровень напряжений до 46 МПа на этой глубине, является следствием большого содержания кварца, который выдерживает высокие напряжения.

Таким образом, с помощью АЭ можно выявить несколько уровней напряжений, которые развивались в массиве пород. Часть из них, вероятно, связана с зонами гидротермальной переработки, с вторичными изменениями, перекристаллизацией породы, другие - с тектоническими силами и сейсмическими воздействиями. Однозначная идентификация напряжений в связи с разнообразными процессами на данном этапе исследований не возможна. Среди выявленных уровней напряжений, обнаружены величины, соответствующие, гравитационным, например, для туфов отобранных с глубин 350, 620, 650, 710 и 840 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-07-00118-а).

ЛИТЕРАТУРА.

1.Лавров А.В., Шкуратник В.Л., Филимонов Ю.Л. Акустоэмиссионный эффект памяти в горных породах. – М.: Изд-во Моск. Горного Ун-та, 2004. – 456 с.
2. Панасьян Л.Л., Петровский М.А. Об использовании эффекта Кайзера для оценки напряжений в горных породах. //Ж. “Инженерная геология”. 1984. N 2, с. 114-119

ЗЕМНАЯ КОРА МАЛОГО КАВКАЗА, ОФИОЛИТЫ, ВУЛКАНИЗМ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ, СЕЙСМИЧНОСТЬ

Арутюнян А.В.
Государственный Инженерный Университет Армении (ГИУА)
E-mail: avhk@seua.am

EARTH CRUST LESSER CAUCASUS, OPHIOLITES, VOLCANISM, OILGASBIARING, SEISMISITY

Harutyunyan A.V.
State Engineering University of Armenia (SEUA)

The results of studies seismic and density properties of rocks at high termobaric conditions, interpretation of numerous geologic-geophysical data have allowed to offer composition, construction and model of evolution of earth crust of the territory of Armenia. On the proposed model the following interdependent problems are debated: 1. mechanism of forming of ophiolites, 2. originating magmatic centers within the limits of earth crust, 3. genesis of organic and inorganic hydrocarbons, 4. reasons of originating of seismic centers.

Результаты исследований сейсмических и плотностных свойств горных пород при высоких термобарических условиях, которые проводились в тесном сотрудничестве с сотрудниками Института Физики Земли АН Российской Федерации, и интерпретация многочисленных геолого-геофизических фактических данных, позволили предложить состав, строение и модель эволюции земной коры территории Армении (см. рис.) [1,4,5].

На предложенной модели обсуждались следующие взаимосвязанные проблематичные вопросы: 1. механизм формирования офиолитов, 2. возникновение магматических очагов в пределах земной коры, 3. генезис органических и неорганических углеводородов, 4. причины возникновения сейсмических очагов.

Согласно предложенной модели:

- Офиолиты формируются вследствие по глубинным разломам протрузивного внедрения серпентинизированных масс, которые обладают высокой пластичностью, низкими скоростями и плотностью. Основным источником их образования является третий слой океанической коры [3,7].. Зоны высокой сейсмичности (a=0.4-0.5g) совпадают с зонами расположения офиолитовых структур и глубинных разломов, а в остальных районах, включая вулканогенный центральный прогиб Армении, отмечается сравнительно низкая сейсмичность (a=0.2-0.3g).

- В центральном прогибе Армении неоген-четвертичный вулканизм имеет островодужный характер, представлен в основном андезито-базальтами. Магматические очаги в пределах коры возникают на различных глубинах вследствие дегидратации серпентинизированных пород. Опиты показывают, что дегидратация сопровождается одновременным плавлением масс, в том числе вмещающих пород. Магматические очаги возникают в основном на глубинах 35-40км [6].

- Дегидратация пород на различных глубинах приводит к формированию водород содержащих компонентов, их соединение с углерод содержащими компонентами приводит к генезису неорганических углеводородов. Основным источником водород-соержащих компонентов считается 3-й серпентинизированный слой океанической коры. Углеводороды органического происхождения формируются при метаморфизации пород морского происхождения в верхних горизонтах коры [4,7,9,10,12]. Мигрируя по глубинным разломам органические и неорганические углеводороды смешиваются и накапливаются в породах обладающими коллекторскими свойствами.

- Сейсмичекие центры возникают также при протрузивном пермонентном внедрении серпентинизированних масс в верхние

горизонты, при дегидратации пород, при полиморфных превращениях в миневалах в метаморфизованном (гранитном) слое на глубинах 10-20км [2,9,12,14]. Сейсмологические исследования показывают, что очаги землетрясений в пределах Центрального прогиба расположены в основном 10-20км, в офиолитовых поясах также глубже 35-40км.

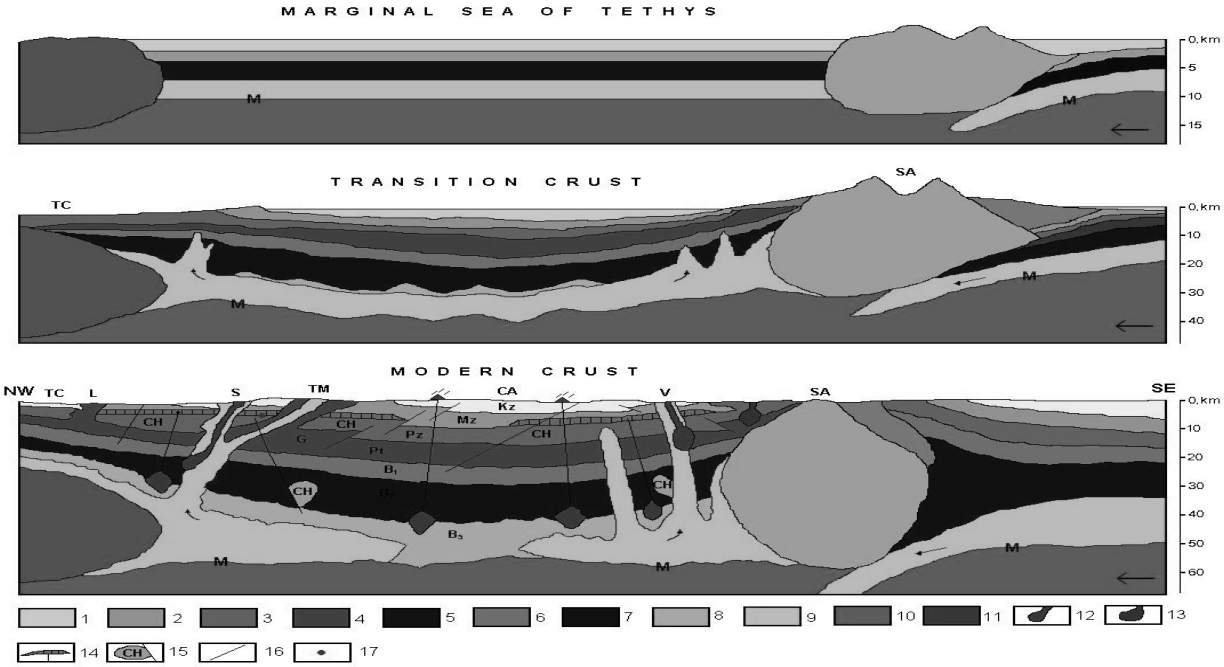


Рис. Состав, строение и эволюция земной коры территории Армении: 1 – вода; 2 – осадочный слой; 3 – слабо-метаморфизованный комплекс осадочных слоев; 4 – метаморфизованный комплекс докембрия и нижнего палеозоя (гранитный слой-G); 5 – вулканогенный слой,6 – габбро диоритовый слой (B_1); 7 – габброидный слой (B_2); 8 – амфиболит-серпентинитовый слой (B_3); 9 – серпентинизированный слой; 10 – ультрабазиты (верхняя мантия); 11 – вулканические аппараты; 12 – коллизионные вулканиты офиолитов; 13 – гранитоидные интрузии; 14 – покровные структуры; 15 – доменные структуры углеводородов; 16 – разломы; 17 – гипоцентр Спитакского землетрясения 1988 г. TC – Закавказская микроплита, L – Локский массив, S – Севанская офиолитовая зона, TM – Цахкуняцский массив, CA – Центрально Армянская микроплита, V – Вединская офиолитовая зона, SA – Южно-Армянская микроплита.

Приведенные результаты могут касаться не только определенных районов Анатолийско-Кавказско-Иранского региона,

но и отдельных областей Земли, поэтому дальнейшие исследования нам представляется в тесном сотрудничестве со специалистами из различных стран Мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т., Воларович М.П., Арутюнян А.В., Левыкин А.И., 1975- О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении, ДАН Арм. ССР, 61, N 3, 8 стр.
2. Асланян А.Т., Арутюнян А.В., Левыкин А.И., 1976 - Об одном возможном механизме возникновения землетрясений, ДАН Арм. ССР, 63, N2, 8 стр.
3. Асланян А.Т., Арутюнян А.В., 1988 - К вопросу о глубинном строении офиолитовых зон Малого Кавказа. Изв АН Арм. ССР, Науки о Земле, N5, 5 стр.
4. Арутюнян А.В. 1975– Исследование упругих свойств и плотности базитов и ультрабазитов офиолитовых поясов Армении при высоких давлениях до 20кб. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. Академия наук СССР, Институт Физики Земли им.О.Ю.Шмидта, Москва.
5. Арутюнян А.В., 1992 - О петрофизическом разрезе верхней литосферы территории Армении. ДАН Армении, т. 93, N4, 5 стр.
6. Арутюнян А.В., Бдоян А.А., Бабаян Г.Б., Абовян С.Б., Марукян В.О., 1997 - Исследование процессов дегидратации и минералообразований в ассоциациях горных пород Малого Кавказа при высоких термобарических параметрах, Известия НАН Армении, Науки о Земле, N1, 6 стр.
7. Арутюнян А.В., 1998- О составе и строении земной коры Малого Кавказа и формировании глубинных офиолитовых поддвигов, Геология и разведка, Известия вузов Российской Федерации, N2, 5 стр.
8. Арутюнян А.В., 1999 - О механизме формирования углеводородных компонентов в связи с эволюцией земной коры Малого Кавказа, Геология и разведка, Известия вузов Российской Федерации, N1, 6 стр.
9. Арутюнян А.В., Антонян А.Ш., Петросян Г.М., Абрамян А.Т., 2007 – О природе очагов землетрясений и их распределении по глубине на территории Армении. Материалы конференции “Прикладные вопросы географии и геологии горных областей Альпийско-Гималайского пояса”. Издательство Ереванского Государственного Университета, Ереван.

10. Harutyunyan A.V., Barsegyan A.G., Grigoryan S.A., Babayan G.B., 2003 –Genesis of Organic and Inorganic Hydrocarbons in Earth Crust of Lesser Caucasus. AAPG Hedberg Conference, London-England.
11. Harutyunyan A.V., Barsegyan A.G., Grigoryan S.A., 2004- About combination genesis of hydrocarbons in different regions of Globe. Abstracts, 32nd International Geological Congress, Florence-Italy.
12. Harutyunyan A.V., Barsegyan A.G., Grigoryan S.A., 2004- Polymorphism and dehidratetion of minerals at high termobaric conditions as possible reason of seismic activity. Symposium Asian Seismological Commission V General Assembly, Armenia-Yerevan.
13. Harutyunyan A. V., Grigoryan S. A., Abazyan E. V. 2008- About combination genesis of hydrocarbons in different regions of Glob (Case Lesser Caucasus and Arabian Plate). Abstracts, 33rd International Geological Congress, Oslo-Norway.
14. Harutyunyan A.V., Petrosyan H.M. 2008- Formation of seismic centers and oil gas bearing structures on the three-dimensional model of Lesser Caucasus Earth crust. Abstracts, 33rd International Geological Congress, Oslo-Norway.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ С ПРИСУТСТВИЕМ ФЛЮИДОВ В ЛИТОСФЕРЕ АРМЕНИИ

Ахвердян Л. А.[a], **Геворкян Р. Г.**[b], **Хачиян И.Х.**[b]
[a]Ереванский государственный университет(ЕГУ)
[b]Гарнийская Геофизическая обсерватория НАН РА (ГГО НАНРА)
e-mail: rgev@ysu.am

THE RESEARCHES ON MUTUALITY OF ELECTRO-CONDUCTIBILITY AND EXISTENCE OF FLUIDES IN LITHOSPHERE OF ARMENIA.

Hakhverdyan L.A.[a], **Gevorkyan R.G.**[a], **Khachiyan I.Kh.**[b]
[a]Yerevan State University (YSU)
[b]Garni Geophysical Observatory AS RA (GGO AS RA)

Fluids are the reason of irregular changes of electro conductivity and catalyzer during coming of earthquake. The change of N(A) parameter reflects the fluids' dynamics and development of seism tectonic processes at different depths of Earth's crust and top mantle. One can observe the correlative dependence between the MTS and geothermal data, i.e. to lesser depths of deposition of conductive layers correspond to the bigger values of thermal flows.

Первая работа в Армении по изучению строения земной коры и верхней мантии с помощью магнито-теллурического зондирования (МТЗ) была проведена в 70-х годах прошлого столетия в Араратской долине аппаратурой МТЛ-71. Обработка осциллограмм сводилась к определению видимых амплитуд и периодов вариаций, по которым производилось вычисление кажущихся сопротивлений. А для построения кривых МТЗ выбирались колебания правильной формы класса P_c(2-5) и P_i(1-2) и длиннопериодные вариации неправильной формы. Выделение гармоник из вариаций неправильной формы производилось с помощью гармонического анализа. Была составлена программа машинного счета, позволяющая получить спектральные плотности импульсов неправильной формы в точках, расположенных на расстоянии $2\Delta t$ по шкале периодов от $T=2\Delta t$ до $T=N\Delta t$, где Δt- интервал отсчета, а – N число отсчетов. Одновременно вычислялись значения ρ_k, ρ_x, ρ_y в этих же точках спектра. В результате авторы пришли к заключению о том, что кристаллический фундамент Араратской долины залегает на глубине 6,5-7,5 км, а глубина проводящих пород верхней мантии составляет в среднем 170-180 км. [1, 2, 3, 4]

Работы по исследованию теллурических токов электромагнитных полей (*E*-поля) литосферы на территории Армении впервые проводились Романенко Е. П. и др. [5]. Авторы указывают, что в сложных геолого-тектонических условиях Армении, в пределах Араратской долине в частности, встречаются не выдержанные геоэлектрические разрезы. Аномальные Е-поля могут быть вызваны не только погружением или поднятием опорного электрического горизонта высокого сопротивления, но и колебанием среднего продольного сопротивления надопорной толщи ($\boldsymbol{\rho_e}$). Авторы считают, что причинами изменения могут явиться, как смена литологического состава осадочных пород, так и минерализация подземных вод.

Поскольку геомагнитные бухты вызваны электрическими токами ионосферы и, в виду того, источник находится на расстоянии намного превышающем область наблюдения, то амплитуды и период бухт должны быть одинаковы в трех пунктах расположены в пределах Южной Армении. (Горис, Капан, Гярд). В результате анализов бухт было показано, что в районе Гориса была обнаружена проводящая зона, находящаяся на не большой глубине (4 - 4,5 км). [6]. Нами был проделан анализ геомагнитных вариаций в пунктах наблюдений: геофизическая обсерватория Гарни, Берд, Джрадзор, - с помощью векторов Визе. В результате этих исследований было обнаружено, что в районе Гарни существует проводящая зона, которая на наш взгляд связана с флюидами. [7].

Изменение параметра *N(A)* связано с изменением проводимости горных пород. Также установлен факт отраженного изменения электропроводности в земной коре и верхней мантии.

Причиной таких изменений электропроводности является внедрение высокопроводящих флюидов в области с высоким напряжением. Длительное влияние этих факторов постепенно меняет физические свойства горных пород и приводит к их разрушению.

И, так флюиды являются причиной аномального изменения электропроводности и кристаллизатор в период подготовки землетрясения. Изменение параметра *N(A)* отражает динамику флюидов и развитие сейсмотектонических процессов разных глубин земной коры и верхней мантии.

Чернявским Г.А., Яникяном В.О. и Мириджаняном Р.Г. проводились МТЗ в 70 пунктах территории Армении, в том числе и в Араратской долине [8]. Работа была выполнена станцией ЦЭС-1, в диапазоне 3-400 сек. Машинная обработка проводилась с помощью программе института ВНИИГеофизика. Эти работы были проведены для изучения глубинного строения и геоэлектрического разреза территории РА. Основой интерпретации полученных материалов явился совместный анализ полевых данных и результатов численного моделирования с использованием карт суммарной продольной проводимости осадочно-вулканогенного чехла Кавказского региона и территории РА. [9]

В результате исследований авторы пришли к следующим выводам:

1. Четкие протяженные нисходящие ветви, проявляющиеся как на продольных, так и на поперечных кривых МТЗ, прежде всего убедительно свидетельствуют о фактической реальности существования проводящих зон.
2. Наиболее интересным обстоятельством представляется обнаружение проводящих зон на глубинах 9-15 км.
3. Выявленные проводящие зоны находятся в интервале глубин соответствующих расположению очагов землетрясений, зарегистрированных в сейсмоактивной центральной складчатой зоне территории Республики Армения.

В настоящий период, указанный район в целом характеризуется высокой сейсмичностью. (Территория Армении включена в зону ВОЗ с *M*=7.0, *a*=0,4*g*) и широким распространением гидротермальных проявлений. [10] В пределах сводовой части Армянского мегаантиклинория выделяется вытянутая в субширотном направлении зона повышенных градиентов температуры (5 °С на 100 м) и плотности теплового потока (2-2,6

е.т.п.). Эти, как и многие другие геологические особенности свидетельствуют о еще незатухающей тектонической активности территории РА. Свидетельством тому является землетрясение в Зангезуре – 1968 (*M*=5.3), Спитакское – 1988 (*M*=7.0) и т.д.

Кроме того были учтены и результаты длиннопериодного зондирования МВЗ и МВП. По двум региональным профилям территории Армении проведено магнито-вариационное профилирование (МВП). [11] В исследованиях вариаций в диапазоне 3÷15, 15÷30, 30÷60, 60÷90, 3÷150 и более были рассмотрены векторы Визе. Поведение по векторам Визе было обнаружено две аномалии, имеющие глубинное происхождение, связанное с проводящими зонами земной коры и верхней мантии. Однако, здесь следует отметить, что в величину геомагнитной вариации могут внести определенный вклад электрические токи текущие в осадочном чехле. Выделяется коровый слой с аномальной проводимостью от 8 до 25 км. Указанная аномалия представляется авторами в виде единого лакколитообразного тела высокой проводимости, вытянутого вдоль зоны аномально повышенного теплового потока. Возможно, это большой магматический очаг, внедренный в земную кору из мантии, от которого отходят апофизы. Возникновение данного слоя авторы объясняют дегидратацией, т.е. высвобождением связанной воды при температурной активизации и образованием проводящей глубинными флюидами, благоприятствующей процессам магмообразования.

На Кавказском регионе выделяется слой повышенной электропроводности на глубинах 45 - 80 км. Отмеченный слой у поверхности Мохо, очевидно, соответствует по глубине зоне частичного плавления соответствующий с изотермой 600-700 °С. На глубине 285 км (астеносферный слой) выделяется также слой высокой электропроводности. На этих глубинах ожидаемые температуры могут быть от 1200 до 1500 °С. При этих температурах возможно плавление горных пород, что вероятно влечет за собой аномальное увеличение электропроводности.

По данным А.В. Брыксина и В.В. Хлейстова [12] в тектонически-активных районах при подобных *PT*-условиях могут развиваться процессы регрессивного метаморфизма, сопровождаемого дегидратацией и образованием сравнительно маломощного слоя высокой пористости, отделенного от выше лежащих пород непроницаемым слоем образований, закупоренных компонентами выделенными вследствие понижения температуры. Вероятно, природа выделенного проводящего слоя, может быть связана с

насыщенностью высокотемпературными флюидами этих высокопористых пород.

Уточнение глубины залегания проводящего слоя возможно при получении длиннопериодных ветвей кривых и при использовании полей, возбуждаемых активными источниками. [13].

Отсутствие короткопериодных ветвей кривых можно объяснить наличием проводящих слоев расположенных ближе к поверхности, а также наличием базальтовых и соленосных образований, которые служат экранами. В настоящее время, при наличии аудио-магнито-теллурических лабораторий эти вопросы стали разрешимыми.

Следовательно, для территории Армении взаимосвязь проводящих зон в земной коре с тепловыми потоками приобретает особую важность, если учесть, что местами кровля проводящего слоя расположена на глубинах около 8-9 км, которые могут быть доступными для глубокого бурения. Расположенных на глубинах H=8÷15 км, H=20÷40 км (коровые слои), H=80÷150 км (мантийные слои), одновременно служит выяснению реальности существования проводящих зон. Наблюдается корреляционная зависимость между данными МТЗ и геотермии, т.е. меньшим глубинам залегания проводящих слоев отвечают большие величины тепловых потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц.Г., Андронова Л.Н., Ахвердян Л.А. О результатах применения глубинного. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, №4, 1974, 68-75.
2. Ахвердян Л.А., Акопян Ц.Г. Глубинное магнитотеллурическое зондирование в районе Армянской атомной электростанции. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, №3, 1977, 82-87.
3. Ахвердян Л.А.О электропроводности территории Армении по методу ГМТЗ. Геология, геофизика и география, №2, 1978, Бухарест.
4. Андронова Л.А. Об интерпретации глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. 1974, 59-64.
5. Романенко Е.П., Шишкин Геология Армянской ССР. т. X, стр. 191-192.
6. Барсуков О.М., Ахвердян Л.А. О некоторых особенностях бухтообразных возмущений. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, №5, 1973, 88-91.
7. Григорян А., Сковородкин Ю.П., Ахвердян Л.А. Известия строителей Армении. (спец. выпуск) №4, 1999, стр.35-37.
8. Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Г. Некоторые результаты глубинного МТЗ на территории Армянской ССР.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, т.23, 1980, №6, с.43-50.
9. Демидова Т.А., Егоров И.В., Яникян В.О. Гальванические искажения магнито-теллурического поля Малого Кавказа.- Геомагнетизм и аэрономия, 1985, № 3, с.474-481.
10. Мириджанян Р.Г. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 1979, 58-63.
11. Григорян Д.С., Давтян А. К., Пирузян С.А., Шахназарян А. Магнитовариационное профилирование (МВП) на территории Армянской ССР. №2, с.69-73.
12. Брыксин А.В., Хлестов В.В. Природа внутрикорового волновода в континентальных рифтовых зоны и областях современной активации. – Геология и геофизика 1980, № 8, с.87-95.
13. Ваньян Л.Л., Демидова Т.А., Яникян В. О., Чернявский Г.А. Геоэлектрическая модель недр Армянской ССР, Физика Земли, №1, 1987.

СОЗДАНИЕ КОМПЛЕКСНОЙ СИСТЕМЫ ОЦЕНКИ УРОВНЯ УСИЛЕНИЯ НАВЕДЕННОЙ ПРИРОДНОЙ И ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ (ПРОЕКТ “ТРИГГЕР”)

Ахвердян Л.А.[a], Геворкян Р.Г.[b], Петросян Г.М.[c], Геворкян М.Р.[b], Хачиян И.Х.[b] e-mail rgev@ysu.am
[a] Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
[b] Ереванский государственный университет
[c] Национальная служба сейсмической защиты РА

DEVELOPMENT OF THE SYSTEM FOR ASSESSMENT OF THE INDUCED NATURAL AND TECHNOGENIC SEISMIC ACTIVENESS LEVEL (THE PROJECT “TRIGGER”).

Hakhverdyan L.A.[a], Gevorkyan R.G.[b], Petrosyan G.M.[c], Gevorkyan M.R.[b], Khachiyan I.Kh.[b]
[a]Garni Geophysical Observatory of NAS RA
[b] Yerevan State University
[c] National Service of Seismic Protection RA

The Project has to establish a seismic database (in GIS format) and to study the seismic process and cause-result links with man-caused and natural strong earthquakes (M≥5.5). The Project members will be use geophysical and geochemical methods of preparation of effects of strong man-caused detonations and results of nuclear explosions. The goal of

the Project is development of new ways of collaboration with the International Early Warning.

В последние десятилетия число чрезвычайных ситуаций (в частности, землетрясений и значительных сейсмических колебаний, образующихся в результате испытаний ядерных зарядов) природного и техногенного характера угрожающе растет по всему миру. Резкое увеличение плотности населения, урбанизация и интенсивная индустриализация городов усиливают рост уязвимости населения. В ряде стран разрушительные последствия природных и техногенных бедствий ощущаются в течение нескольких десятилетий, поглощая ощутимую часть национального бюджета. Усилия человечества направлены, в первую очередь, на минимизацию разрушительных последствий природных и техногенных бедствий. Очевидно, успешное решение этой важнейшей социально-экономической и научно-технической проблемы теснейшим образом связано с возможностью разработки комплексных методов надежного мониторинга предвестников природных и техногенных катастроф.

Одной из основных проблем в изучении наведенных сейсмических процессов, приводящих к землетрясениям, является разработка правильной методологии и методики исследований этих процессов. В настоящее время на основе обобщения мирового опыта предложена стратегия комплексных сейсмологических исследований, включающих: изучение сейсмических, геофизических, геохимических, гидродинамических и других полей, анализ предвестников сильных региональных землетрясений ($M \geq 5.5$), а также явлений, которые могут выступать в качестве пусковых импульсов (триггеров), провоцирующих сейсмические события; исследования региональной структуры очагов землетрясений и их миграции; картирование сейсмических структур.

Среди техногенных землетрясений наиболее актуальными являются наведенные сейсмические события связанные с растущим числом и распространением подземных ядерных испытаний (ПЯВ). Эпоха ядерных испытаний, начавшаяся в середине XX в., остро поставила на повестку дня вопрос о разработке современных сейсмических методов контроля ядерных взрывов и одновременно явилась мощным стимулом для развития сейсмометрии и сейсмологии, средств связи, вычислительной техники и высокоэффективных методов анализа цифровой сейсмической информации.

Разработка комплексной системы оценки сейсмической активности с целью повышения готовности к чрезвычайным ситуациям и раннего

оповещения населения – с одной стороны, и исследование воздействия ядерных испытаний и других антропогенных факторов в качестве триггерного механизма – с другой стороны, на основе качественного анализа оптимального комплекса параметров мониторинга является актуальной и важнейшей задачей.

Необходимость разработки и организации такой экспериментальной системы объединила усилия ученых и специалистов Комплексного центра оценки сейсмической опасности НССЗ Армении, Ереванского государственного университета и Гарнийской геофизической обсерватории, предлагающих данный Проект, целью которого является разработка технологии оценки уровня усиления наведенной сейсмической активности природного и техногенного характера, в частности, при воздействии ядерных испытаний и антропогенных факторов в качестве триггерного механизма.

Кроме того, другими целями Проекта являются:

– применение уникального оборудования оборонного назначения для научно-исследовательских и технических разработок гражданской направленности;

– переориентация высококвалифицированного коллектива сотрудников на решение мирных проблем;

– содействие решению международных и национальных экономических и технических проблем;

– дальнейшая интеграция ученых и инженеров Армении, работающих (или работавших) в сфере вооружения, в международное сообщество ученых.

В задачи проекта входят:

1. Сбор и создание базы данных (в формате ГИС).
2. Модернизация действующего комплекса автоматизированной регистрации природных и техногенных сейсмических колебаний.
3. Изучение подготовки сейсмического процесса и причинно-следственных связей с техногенными или природными сильными землетрясениями ($M \geq 5.5$).
4. Применение геофизических и геохимических методов распознавания и выделения эффектов техногенных крупномасштабных взрывов и результатов ядерных испытаний.
5. Разработка модели воздействия промышленных и экспериментальных взрывов на уровень активизации сейсмических процессов.
6. Разработка новых эффективных методов оценки текущей сейсмической опасности по результатам изучения природы триггерных явлений и их применение в практической деятельности НССЗ РА.

7. Разработка способов взаимодействия с международной системой раннего оповещения (EWS) о природных катастрофах по результатам изучения природы наведенной сейсмичности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Г.А., Сейсмические опасности, 2000, стр. 139-151.
2. Николаев А.В. Развитие методов нелинейной геофизики / Научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН» №1 (20) 2002
3. Николаев Н. И., О состоянии изучения проблемы возбуждения землетрясений связанных с инженерной деятельностью, 1977, стр. 8-21
4. Пономарев В.С. Аналитический обзор по проблеме: техногенные воздействия на энергонасыщенные среды, 1997

ВОДА В СТРУКТУРЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ (КСЕНОЛИТЫ В БАЗАЛЬТАХ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ).

Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Гончаров А.Г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург, 199034, Россия, E-mail: msbab@mail.ru

WATER IN ROCK-FORMING MINERAL STRUCTURES OF MANTLE PERIDOTITES (XENOLITHS FROM BASALTS OF BAIKAL-MONGOLIAN REGION).

Babushkina M.S., Nikitina L.P., Goncharov A.G.
IPGG RAS, St-Petersburg, Russia, e-mail: msbab@mail.ru.

OH^- ions and H_2O crystalline hydrate forms in the structures of rock-forming minerals (olivines, ortho-, clinopyroxenes) of peridotite xenoliths from Cenozoic alkali basalts of Baikal-Mongolian region were established. FTIR spectra of samples were obtained using single crystal plate. Summary water content is several hundreds ppm for each of minerals. Both water forms in the mineral structures are preserved to depths of 150-160 km and in wide range of temperature (1050-1500°C) and pressure (30-50Kb) of the upper mantle. Oxygen fugacity, which determines both the fluid composition and melting grade of the mantle, has the main influence on mineral water content. Taking into account olivine, orthopyroxene, clinopyroxene content in the mantle rocks, their structural water constitutes a considerable part of mantle water budget. Water release during rock melting processes is able to determine intensity of magma generation and metasomatism in the upper mantle substantially.

Вопросы о происхождении воды в структуре стехиометрически безводных породообразующих минералов (NAM), оценка пределов ее растворимости в этих структурах и роли в бюджете верхней мантии важны для исследования процессов мантийного магмообразования и метасоматоза.

Изучены формы, объемы и условия растворимости воды в структурах NAM из ксенолитов мантийных перидотитов в щелочных базальтах Байкало-Монгольской области (плато Дариганга, депрессия Тариат, Витимское плато). Фурье-спектры в области валентных колебаний (ν) OH^- и H_2O и деформационных колебаний (δ) H_2O (3800-3000 $см^{-1}$ и 1850-1450 $см^{-1}$, соответственно) сняты для минералов из 19 ксенолитов. Для каждого ксенолита изучены парагенетические ассоциации, определен химический состав минералов (микрозондовый метод), включая степень окисления железа ($\varphi = Fe^{3+}/\Sigma Fe$, мессбауэровский метод). Для некоторых ксенолитов определен их валовый химический состав (методы XRF и ICP MS). Это позволило для всех образцов оценить равновесные значения *T, P* и для большинства из них - фугитивность кислорода (f_{O2}).

ИК-спектры монокристальных препаратов, приготовленных в виде плоскопараллельных пластинок, отполированных с двух сторон, диаметром от 1.5 до 3.0 мм и толщиной около 0.3 мм, осуществлялась на Фурье-спектрометре IFS88 «BRUKER», оснащенном ИК микроскопом. Спектры получены для неполяризованного излучения. Определена ориентировка пластинок относительно оптических осей минерала и проведено исследование на микроскопе ПОЛАМ Р211 с целью обнаружения в минерале первичных и вторичных газово-жидких включений. Фурье спектры снимались в точках пластинок, свободных от включений. Кроме того, были получены спектры самих включений. Содержание воды определялось на основе интегральных интенсивностей, нормализованных к 1 см толщины, с использованием калибровок Белла (Bell et al., 2004). Проблема неоднозначности задания базовой линии решалась с помощью введения при математической обработке дополнительных полос на крыльях спектра, что позволило уменьшить погрешность при определении интегральных интенсивностей полос поглощения. Такой подход был разработан и успешно применен при ИК исследовании слюд и амфиболов (Бабушкина и др., 1997; Бабушкина и др., 2005). Для оценки *T,P* условий равновесия минеральных ассоциаций в ксенолитах использованы гранат-ортопироксеновый термобарометр и модифицированный двупироксеновый термометр (Никитина, Иванов 1992; Glebovitssky et al., 2004). Определение фугитивности

кислорода в процессах образования минералов осуществлялась с помощью оливин- шпинелевого геооксобарометра (Taylor et al., 1998).

Установлено, что в структуре всех породообразующих минералов (оливины, орто- и клинопироксены, гранаты) верхнемантийных шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов, обнаруженных в виде ксенолитов в щелочных базальтах Байкало-Монгольской области, присутствует вода в форме ионов OH^-и молекул кристаллогидратной H_2O, связанной со структурой минерала слабой водородной связью (Бабушкина и др., 2009). В структуре большинства моноклинных пироксенов вода присутствует преимущественно в гидроксильной форме, а в структурах ортопироксенов и оливинов преобладает кристаллогидратная вода. Суммарное содержание воды (OH^- + H_2O) в структуре оливинов варьирует от 150 ppm до 1140 ppm, моноклинных пироксенов - от 85 до 870 ppm, ортопироксенов – от 40 до 1100 ppm. Обе формы структурно-связанной воды в породообразующих минералах перидотитов сохраняются до глубин в 150-160 км, в интервале температур 1050-1500°С и давления 30-50кбар при фугитивности кислорода, определенной относительно фугитивности кислорода для кварц-фаялит-магнетитового буфера QFM [d(lgf_{O2}) $_{QFM}$], от -1.4 до -0.1. Содержание структурно связанной воды в минералах уменьшается с увеличением фугитивности кислорода. Существование такой зависимости, скорее всего, связано с тем, что при высоких значениях d(lgf_{O2}) $_{QFM}$ увеличение f_{O2} приводит к уменьшению мольной доли H_2O и увеличению доли CO_2 во флюиде, сосуществующем с перидотитом, а это, в свою очередь, и снижает растворимость воды в NAM. В орто- и клинопироксенах содержание воды уменьшается с увеличением степени окисленности железа в минерале, что связано с происходящей в структуре минерала реакцией окисления Fe^{2+} за счет иона OH^- и выделением H_2.

Полученные результаты свидетельствуют, что растворенная в NAM вода прочно связана с их структурами. Хотя очевидно, что количество воды в них регулируется многими факторами (состав и особенности структуры минерала, *T, P,* f_{O2}, состав флюидной системы и др.), часто действующими разнонаправлено, по-видимому, главным фактором является фугитивность кислорода, которая определяет и состав флюидов в системе С-О-Н, и характер, и степень плавления мантийного вещества. Учитывая долю оливина (~60%), ортопироксена (~20%) и клинопироксена (~15%) в мантийных породах (Ito, Takahashi, 1987), захороненная в них вода составляет существенную часть водного бюджета мантии.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№: 08-05-00861-а) и в рамках программы №5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., и др. Состав и особенности структуры флогопитов из лампроитов Костомукши // ЗВМО.1997. № 2. С.71-84.
2. Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., и др. Дальнее и ближнее упорядочение катионов в структурах кальциевых амфиболов (мессбауэровская и инфракрасная спектроскопия). // ЗВМО. 2005. № 3. С. 105-130.
3. Бабушкина М.С., Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Пономарева Н.И. Вода в структуре минералов мантийных перидотитов: связь с термальными и окислительно-восстановительными условиями в верхней мантии // ЗРМО. 2009. № 1. С. 3-19.
4. Кадик А.А. Флюиды литосферы как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Материалы всероссийского симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика». М.: Наука. 2003.
5. Никитина Л.П., Иванов М.В. Геологическая термобарометрия на основе реакций минералообразования с участием фаз переменного состава. СПб.: Недра. 1992. 163 с.
6. Bell D.R., Rossman G.R., Maldener J., Endish D., Rauch F. Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. // Am. Mineral. 2004. Vol. 89. P. 998-1003.
7. Glebovitssky V.A., Nikitina L.P., Khiltova V. Ya., Ovchinnikov N.O. The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths // Lithos. 2004. V. 74. P. 1-26.
8. Ito E., Takahashi E., in: *High Pressure Research in Mineral Physics,* eds. M.H. Manghnani and Y. Syono (Terra Scientific Publ., Tokyo // Am. Geophys. Union, Washington D.C., 1987), p.221.
9. Taylor W.R., Kamperman M., Hamilton R. New thermobarometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite- and chromian spinel-bearing peridotitic assemblages // Proc. VII Int. Kimb. Conf., Red. Roof. Design, Cape Town, South Africa, 1998. P. 891-892.

МЕТОД ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕГАКРИСТАЛЛОВ, КАК ИНДИКАТОРОВ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Байчаров С.Н., Салтыковский А.Я.
Институт физики Земли РАН

IK-SPECTROSCOPY METHOD BY THE MEGACRYSTALS STUDY AS AN INDICATORS OF MAGMA GENESIS CONDITIONS

Baytcharov S.N., Saltykovsky A.Ja.

It is shown the IR-spectroscopy method is one of the reliable way of megacrystals investigations; megacrystals are solid solutions crystallized on the great depths from magmatic melts and are indicator conditions of basaltic magma genesis.

Мегакристаллы являются сложными твердыми растворами, которые кристаллизуются на больших глубинах Земли из магматического расплава; они обладают широким P-T-интервалом устойчивости и являются индикатором условий образования базальтовых магм в пределах земной коры и верхней мантии. Выявление и анализ различий в характеристиках мегакристаллов из различных геологических структур является основой для обсуждения возможных схем эволюции и дифференциации вещества мантии и их связи с геофизическими параметрами (V_P, V_S, ρ и пр.).

Одним из методов изучения мегакристаллов является ИК-спектроскопия; этот метод чрезвычайно информативен при диагностике условий образования мегакристаллов. Техника съемки ИК-спектров достаточно проста и дает возможность быстро определять состав и структуру минерала в крайне незначительных по объему образцах. Кроме того, методика позволяет согласовывать результаты исследований, полученных методами рентгенографии и просвечивающей электронной микроскопии, т.к. зачастую возникают противоречия с данными петрологического эксперимента. Метод основан на записи инфракрасных спектров поглощения вещества. ИК спектры наиболее достоверно отражают химический состав исследуемых образцов и все молекулярные и межмолекулярные колебания, что важно при изучении глубинного мантийного вещества. Предварительные измерения ИК-спектров, проведенные на монгольских мегакристаллах (моноклинные пироксены, оливины) свидетельствуют о четком совпадении инфракрасных спектров этих минералов с табличными значениями, а некоторые колебания в полосах поглощения показывают

особенности образования мегакристаллов в в данной структурной обстановке.

ПРЯМАЯ И ВОСХОДЯЩАЯ ДИФФУЗИЯ ЩЕЛОЧЕЙ ПРИ КОНТАКТЕ КОНТРАСТНЫХ И МАЛОКОНСТРАСТНЫХ РАСПЛАВОВ: ОЦЕНКИ МЕТОДОМ «ПЕТЛЯ В ТИГЛЕ»

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

DIRECT AND UPPHILL DIFFUSION OF ALKALIS AT THE CONTACT OF HIGH-CONTRAST AND LOW-CONTRAST MELTS: ESTIMATIONS WITH CRUSIBLE SUPPORTED LOOP TECHNIQUE

Borisov A.A.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS)

Effects of silica and alumina on alkalis activity coefficients in silicate melts was studied with crucible supported loop technique. An equation was obtained to describe the difference of activity coefficients in two melts with different silica and alumina contents.

После работы Ватсона [1], который нашел, что мгновенные коэффициенты распределения Na и K между фельзитовым и базальтовым расплавами лежат в интервале 2-3, стало очевидно, что при контакте основных и кислых расплавов с примерно равным содержанием в них щелочей, щелочи всегда будут диффундировать из основных расплавов в кислые. Позднее мы показали, что в действительности коэффициенты распределения натрия и калия между основными и кислыми расплавами значительно зависят от разности в кремнекислотности рассматриваемых расплавов, и предложили соответствующее уравнение [2]. Оно должно неплохо предсказывать направление диффузии щелочей между достаточно контрастными расплавами. Однако в последнее время интенсивно исследуются возможности смешения малоконтрастных расплавов, где разница между кремнекислотностью и/или глиноземистостью в паре расплавов иногда не превышает первых процентов. Очевидно, что в этом случае требуются гораздо более точные оценки термодинамических характеристик щелочей.

Напомним, что при соприкосновении двух расплавов A и B различного состава диффузия компонента N стремится

минимизировать разницу химических потенциалов μ^A и μ^B, что при равной температуре расплавов эквивалентно минимизации разности активностей a^A и a^B. То есть, при $a^A/a^B > 1$, компонент N будет диффундировать из расплава A в расплав B, при $a^A/a^B < 1$ – в обратном направлении. Поскольку $a^A/a^B = (X^A/X^B)\cdot(\gamma^A/\gamma^B)$, нам необходима оценка соотношения γ^A/γ^B. Для этого методом “петля в тигле” [3] нами было проведено экспериментальное изучение распределения Na, K и Rb между несколькими смешивающимися жидкостями [4].

Для экспериментов были выбраны две системы: с переменным содержанием Al_2O_3 и с переменным содержанием SiO_2. В первой системе в качестве базового модельного силиката использовался состав $2CaO\cdot3SiO_2$ (мол.), модифицированный добавлением различных количеств Al_2O_3. Во второй системе в качестве базового модельного силиката использовался состав эвтектики в системе анортит-диопсид (DA), который был модифицирован добавлением различных количеств SiO_2. Детали экспериментов см. в работе [4]. Если коротко, серия составов с переменным содержанием Al_2O_3 или SiO_2 одновременно насыщалась щелочами через паровую фазу из комплексного источника состава 75.9 SiO_2, 5.4 Na_2O, 6.9 K_2O, 11.0 Rb_2O (мас.%).

Обработка экспериментальных данных для фиксированной температуры 1470°C позволила получить уравнение:

$$\lg(\gamma^A/\gamma^B) = a[(X_{SiO2}{}^B)^2 - (X_{SiO2}{}^A)^2] + b(X_{SiO2}{}^B - X_{SiO2}{}^A) + c(X_{Al2O3}{}^B - X_{Al2O3}{}^A),$$

где γ^A/γ^B – соотношение коэффициентов активности щелочи в расплавах A и B; a, b и c – эмпирические коэффициенты, свои для каждого оксида (R^2 = 0.75, 0.90 и 0.93 для Na_2O, K_2O и Rb_2O, соответственно).

Хотя, строго говоря, данной уравнение действительно для температуры 1470°C, мы можем предположить, что коэффициенты активности оксидов щелочных металлов в паре малоконтрастных расплавов должны однонаправлено и монотонно меняться с изменением температуры. То есть уравнение может быть использовано для расчета соотношения γ^A/γ^B при любой температуре.

Рассмотрим в качестве примера один из крайних случаев. Морган с соавторами [5] исследовал диффузию между двумя водосодержащими гаплогранитными расплавами при 800°C и давлении 200 МПа. Метаглиноземистый (M) и перглиноземистый (P) расплавы содержат примерно поровну натрия и калия, и лишь немногим отличаются друг от друга по кремнекислотности

(соответственно, 73.3 против 71.6 мас.% SiO_2) и глиноземистости (11.9 против 13.6 мас.% Al_2O_3). Должны ли щелочи диффундировать в более кислый (но и менее глиноземистый) расплав, или наоборот? Наши расчеты показывают, что $a^M/a^P \approx 1.1$ как для K, так и для Na, то есть щелочи должны диффундировать из метаглиноземистого расплава в перглиноземистый, что и было обнаружено авторами [5].

ЛИТЕРАТУРА:

1. Watson E.B. (1982) Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 73–87.
2. Борисов А.А. (2008) Экспериментальное исследование распределения K и Na между смешивающимися жидкостями. *Петрология*, т. 16, №6.
3. 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.
4. Борисов А.А. (2009) Зависимость коэффициентов активности щелочей от кремнекислотности и глиноземистости расплавов: экспериментальное исследование. Петрология, т. 17, №6, в печати.
5. Morgan G.B. VI, Acosta-Vigil A., London D. Diffusive equilibration between hydrous metaluminous-peraluminous haplogranite liquid couples at 200 MPa (H2O) and alkali transport in granitic liquids. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P. 257–269.

УРАНОВЫЕ ПИРОХЛОРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ НАСЫЩЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ УРАНОМ

Бородулин Г.П., Редькин А.Ф.
Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка
gleban@iem.ac.ru

U-PYROCHLORES AS URANIUM SATURATION INDICATORS OF MAGMATIC MELTS

Borodulin G.P., Redkin A.F.
Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka
gleban@iem.ac.ru

The behavior of U-pyrochlores within of granitic melt and conditions of forming have been investigated. Its composition has been measured with different methods. Features of rare metals zonal distribution was found out.

Пирохлоры – большой класс соединений, имеющих структуру, подобную CaF_2 (*Fm3m*) и состав $A_2B_2Y_7$, где в позиции A могут быть катионы с зарядом от +1 до +4 и кристаллическим радиусом 1.1 – 1.5, позицию B занимают катионы, имеющие заряд от +3 до +5 и кристаллический радиус 0.7 – 0.9, а позиция Y представлена анионами O^{2-}, OH^-, F^-. В состав пирохлоров также может входить вода.

Пирохлоры являются широко распространённым рудным минералом. На карбонатитовых и высоко щелочных месторождениях главным минералом Ta и Nb является пирохлор, а на месторождениях, связанных с известково–щелочными и щелочными гранитами главная роль принадлежит колумбиту и пирохлору при переменных количественных соотношениях между ними. Для пирохлоров характерен гетеровалентный изоморфизм, в позициях A, B, Y и это свойство может быть использовано в качестве индикатора физико-химических *TPX* условий их образования. Особый интерес представляют пирохлоры, образованные в магматогенных условиях, отвечающих насыщению расплава уранинитом. Такие расплавы могли образоваться в природных условиях на заключительных стадиях кристаллизации магматогенного расплава и рассматриваются [Рыбалов, Омельяненко, 1989] в качестве главных источников урана, тантала и ниобия, формировавших гидротермальные и магматогенные руды.

Материалами для исследований были продукты опытов по взаимодействию уранинита и колумбита с флюидно–магматической системой, представленной Li–F–лейкогранитным расплавом и фторидно– хлоридными флюидами при 750, 770, 800 и 950°C, давлении 2300 бар и окислительно-восстановительных условиях, соответствующих Ni–NiO и Co–CoO буферам. Длительность экспериментов составляла 7 суток при 750 – 800°C и 3 суток при 950°C. В стеклах, полученных в этих экспериментах, присутствовали уранинит и колумбит, покрытый оторочкой пирохлора. Степень замещения колумбита пирохлором зависела от условий опытов. Если толщина пирохлоровой оторочки (перпендикулярно поверхности колумбита), образованной при взаимодействии преимущественно хлоридного флюида при 750°C и P = 1000 бар, составляла от 10 до 30 мкм, то во фторидных флюидах (5–30 мас.% фторидов) при 800–950°C и P = 2300 бар кристаллы колумбита размером в поперечнике 0.5–1 мм подверглись заметному замещению зональными пирохлорами (рис. 1) Согласно исследованиям на электронном сканирующем микроскопе VEGA-TESCAN, можно выделить 2 вида пирохлоров – собственно пирохлор (*F-Pyr*), обогащенный фтором (до 10–12 ат.%) и

уранпирохлор (*U-Pyr*), содержащий в 2–4 раза меньше фтора и более 5 ат.% U. Во фтор-пирохлоре величина Nb/Ta отношения примерно такая же, как и в исходном колумбите (в молях = 15–30). При формировании пирохлора кальций и фтор поступают из расплава и раствора. 75 % данных из 253 микрозоновых анализов пирохлоров указывают на то, что среднее содержание ниобия во фтор-пирохлоре составляет 1.82±0.05 формульных единиц, а у тантала – 0.15±0.1 ф.е.

В пирохлорах, образовавшийся при взаимодействии колумбита с Li-F-расплавом, хлоридными и фторидными растворами, отношение суммы катионов, входящих в позицию A (Na^{+}, K^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, U^{4+}) к катионам в позиции B (Ta^{5+}, Nb^{5+}, Ti^{4+}) составляет 0.93±0.15. Образование U-пирохлора идет по реакции изоморфного замещения Ca^{2+}, а также примесных компонентов Mn^{2+} и Fe^{2+} на U^{4+} с одновременным выносом F^{-} и привносом O^{2-}.

Все пирохлоры – продукты опытов имеют зональное строение. На начальной стадии замещения колумбита образуется богатый фтором пирохлор из-за ненасыщенности расплава и раствора уранинитом (рис. 1). Уранпирохлор наследует структуру фтор–пирохлора и процесс лимитируется диффузией U^{4+}, Ca^{2+} и F^{-} в кристаллической решетке в направлении перпендикулярном кристаллографической плоскости <110>, через большие каналы, образованные шестичленными кольцами октаэдров [Lumpkin, Ewing, 1986]. Через эти каналы также происходит вынос Nb и накопление Ta, так что мольное отношение Nb/Ta уменьшается до 5–15. Результаты исследований указывают на то, что пирохлоры не образуют полного ряда твердых растворов. В распределении фтора имеются максимумы плотности при 0.4±0.2 и 1.0±0.2 ф.е. В распределении урана тоже характерны два максимума: один при 0-0.05 ф.е., соответствующий *F-Pyr*, другой – при 0.28±0.1 ф.е., собственно *U-Pyr*. С ростом температуры снижается относительное содержание фтора во *F-Pyr*.

На рентгенограммах продуктов опытов обнаруживаются две кубические фазы, соответствующие пирохлорам с параметрами элементарных ячеек соответственно равными 10.44 и 10.34 Å.

Наши исследования показали, что даже в условиях насыщения системы ураном, образование крайних членов *U-Pyr* представляется маловероятным. Накопление в остаточном расплаве рудных компонентов (U, Nb, Ta) в ходе кристаллизации магматических расплавов может приводить к образованию зональных кристаллов, содержащих более двух зон. Внешняя зона, в случае насыщения расплава уранинитом, может содержать около 0.3 U в *Pyr*. В природных ниобиевых пирохлорах, из U-рудных провинций Канады

[Petruk, Owens 1975], также отмечался максимум в распределении урана при 0.34±0.04 ф.е. В пирохлорах, обогащенных Ta, как это следует из результатов наших экспериментов, содержание урана может возрасти.

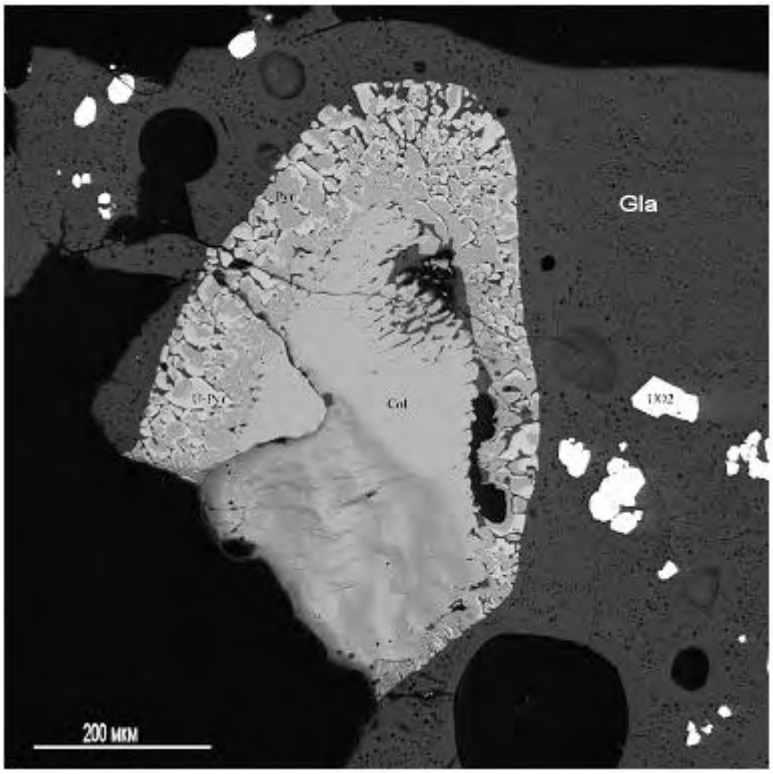


Рис. 1. Замещение колумбита (***Col***) фторпирохлором (***Pyr***) и уранпирохлором (***U-Pyr***) в опытах по взаимодействию Li-F-гранитного расплава (***Gla***- стекло),колумбита и уранинита с фторидно-хлоридным раствором при 950°С, 2300 бар и концентрации фторидов (NaF, KF, LiF, AlF_3), в растворе 5 мас. %.

Устойчивая обратная связь между содержаниями U и F в пирохлорах обнаруживается и для подгруппы микролита [Belkasmi et al., 2000].

Таким образом, было установлено, что пирохлоры, содержащие 16±5 мас. % U, являются индикатором насыщенности гранитного расплава уранинитом.

Благодарности. Проф. Г.П. Зарайскому, Некрасову А.Н., Мухановой А.А., Вану К.В. за помощь в работе, Т.Н. Шуриге (ВИМС) за предоставленные природные колумбиты.

Проекты РФФИ 10-05-00766-а, НШ-3763.2008.5, программа ОНЗ РАН № 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lumpkin G. R., Chakoumakos B. C., Ewing R. C. Mineralogy and radiation effects of microlite from the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico // American Mineralogist. 1986. V.71. P. 569-588.
2. Рыбалов Б.Л., Омельяненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1989. 276 с.
3. Hogarth D. D. A study of pyrochlore and betafite // Canadian Mineralogist. 1961, V. 6. P. 610-633.
4. Petruk W., Owens D.R. Electron microprobe analyses for pyrochlores from Oka, Quebec // Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. P. 282-285.
5. Belkasmi M., Cuney M., Pollard P.J., Bastoul A. Chemistry of the Ta-Nb-Sn-W oxide minerals from the Yichun rare metal granite (SE China): genetic implications and comparison with Moroccan and French Hercynian examples // Mineralogical Magazine. 2000. V. 64(3). P. 507-523.
6. Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H. (1998) Lueshite, pyrochlore and monazite-(Ce) from apatite-dolomite carbonatite, Lesnaya Varaka complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 1998. V. 62(6). P. 769-782.

ЗАВИСИМОСТЬ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ИНФОРМАТИВНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОТ ИХ ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ

Бретштейн Ю.С.
Институт Тектоники и геофизики ДВО РАН,
e-mail: yurybr2007@yandex.ru

DEPENDENCE OF PALEOMAGNETIC INFORMATION ABOUT VOLCANIC ROCKS FROM THEIR PETROMAGNETIC PROPERTIES

Bretshtein Yu. S.
Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences
Institute of Tectonics & Geophysics

Petromgnetic and paleomagnetic properties of volcanic rocks from Primor’e are investigated. Experimental studying of coercitivity and vector characteristics, and also temperature dependence of various kinds of magnetization carried out. It is established, that presence secondary (imposed) ferromagnetic mineral phases and, in particular, significant concentration of paramagnetic mineral particles in rocks causes their instability at temperature cleanings, complicating allocation

characteristic (frequently primary) components of magnetization, thus, deforms primary paleomagnetic tinformation.

Магнитные характеристики играют существенную роль при оценке палеомагнитной информативности горных пород. Исследование магнитных свойств (в т. ч. состава и структуры ферримагнитных минералов термомагнитными методами) позволяют определить не только носители естественной остаточной намагниченности, но и опосредовано оценить генетические особенности и условия формирования магматических комплексов.

Изучение вулканогенных пород различного состава и возраста (липаритов девона-карбона и миоценовых базальтов в Приморье) показало, что преобладающим минералом – носителями естественной остаточной намагниченности **(NRM)** в них являются малотитанистый магнетит и гематит. Реже присутствует маггемит – как продукт однофазного низкотемпературного окисления **[1,2]**. Результаты исследования коэрцитивных характеристик **Hc, Hcs,** характера гистерезисных петель изотермического намагничивания в постоянном магнитном поле **7kЭ**, а также проведенного термомагнитного анализа **(TMA)** – изучения температурной зависимости намагниченности насыщения **Is = f(T)** и остаточной намагниченности насыщения **Irs = f(T)** свидетельствуют о том, что ферримагнитная фаза молодых базальтов представлена преимущественно псевдооднодоменными **(PSD)** и однодоменными **(SD)** зернами магнетита с точкой Кюри порядка **580°C**, тогда как в более древних палеозойских липаритах в различных соотношениях присутствует более широкий «набор» зерен – как по размеру, так и по составу. Здесь в большей степени представлены многодоменные **(MD)** и парамагнитные зерна, в т. ч. представленные суперпарамагнитными частицами. Это подтверждается характером петель магнитного гистерезиса и скалярными коэрцитивными характеристиками, отраженными на диаграмме Дэя **[3] (рис. 1)**.

Как известно **[4]**, носителями стабильной **NRM**, термоостаточной по своей природе, являются преимущественно мелкие **PSD** и **SD** частицы, которые имеют, в основном, субмикронный размер. Этому в полной мере соответствуют термомагнитные характеристики большинства изученных кайнозойских базальтов, а также векторные диаграммы терморазмагничивания **NRM** (ортогональные диаграммы Зийдервильда), графически отражающие результат (процесс) температурной чистки образцов при палеомагнитном анализе, которые отличаются прямолинейными, идущими в начало координат проекциями векторов выделяемых высокотемпературных компонент намагниченности **(рис. 2-A)**. В случае присутствия в

породах катион-дефицитного однофазно окисленного магнетита термокривые приобретают температурный гистерезис – абсолютная величина намагниченности **Is** и **Irs** уменьшается (вследствие фазового перехода маггемит-гематит), повторные термокривые **Is(T) Irs(T)** на графиках идут ниже первоначальных (рис. 2-Б). Диаграммы Зийдервильда и графики размагничивания **In(T)** таких вулканитов имеют более сложный характер вследствие присутствия более, чем одной векторной компоненты **NRM**. Существенный вклад парамагнитной составляющей в вулканитах выражается в вогнутом характере термокривых в начальных температурных интервалах, меньшей общей величиной намагниченности вследствие низкой концентрации структурированных ферримагнитных частиц**,** часто более сложным характером графиков **In(T)** и распределением векторов на ортогональных диаграммах. Породы с преобладающей концентрацией парамагнитной фазы отличаются полностью вогнутыми термокривыми **Is(T)** и **Irs(T)**, резким спадом **NRM** в начальных интервалах нагрева и беспорядочным распределением векторов на диаграммах Зийдервильда (рис. 2-В). Величина общей начальной намагниченности пород, показанных на рис. 2 может различаться на 1-2 порядка.

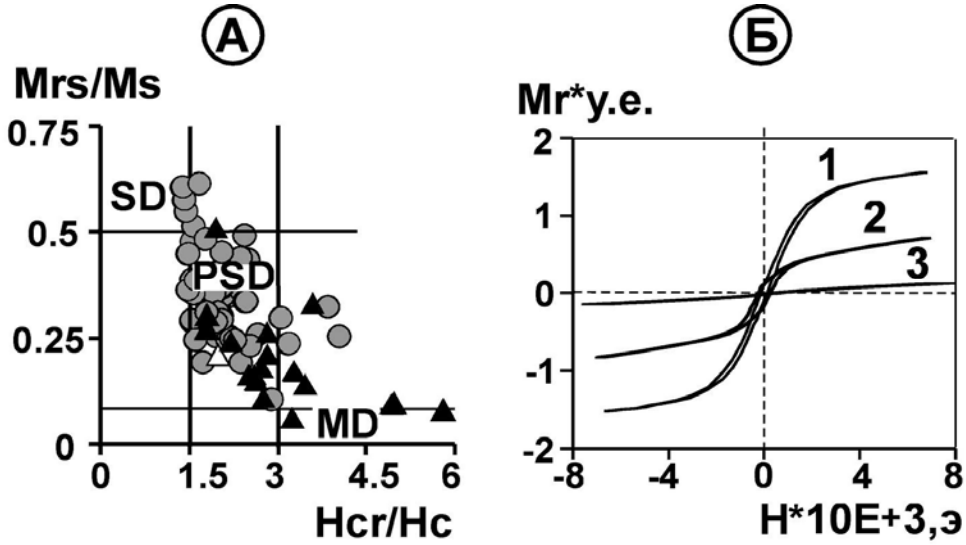


Рис. 1. Коэрцитивные свойства вулканических пород. **А** - диаграмма Дэя: кружки – миоценовые базальты, треугольники –липариты девона-карбона; **SD, PSD, MD** – области распределения зёрен ферримагнитных минералов различного размера; **Б** – гистерезисные петли изотермического намагничивания вулканитов, содержащих: 1- **MD**-магнетит, 2 – **PSD**-магнетит, 3 – парамагнитные минералы, представленные суперпарамагнитными частицами.

Таким образом, на примере изучавшихся пород, подтверждается, что наиболее стабильными и, как правило, палеомагнитно информативными среди изученных вулканических пород являются те, у которых сохранилась (преобладает) устойчивая к размагничивающим факторам термоостаточная намагниченность, носителями которой являются структурированные **SD** и **PSD** ферримагнитные зерна, признаками которых, в частности, являются приводимые на рис. 1 и 2-А характеристики. Присутствие вторичных (наложенных) ферримагнитных минеральных фаз (типа маггемита) и, в особенности, значительная концентрация парамагнитных минеральных частиц в породах обуславливает их нестабильность при температурных чистках, осложняя выделение характерной (часто первичной) компоненты намагниченности и, тем самым, уменьшает палеомагнитную информативность породы.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (грант 09_III_A_08_442).

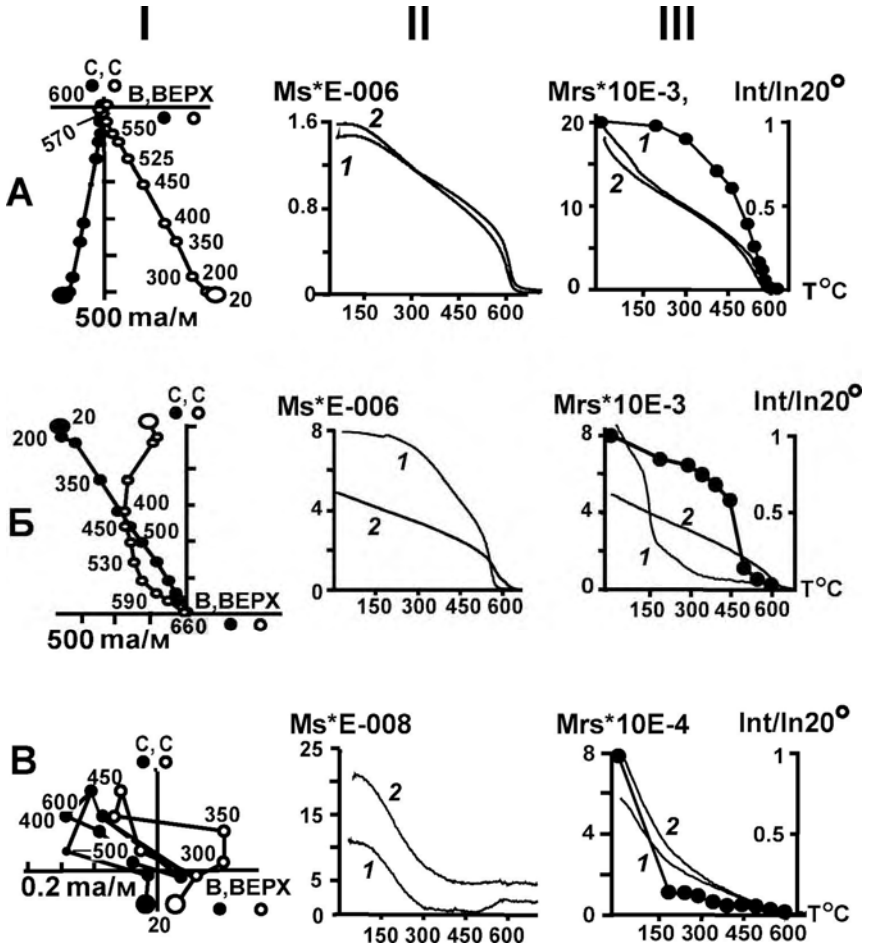


Рис. 2. Векторные и термомагнитные характеристики вулканитов. **I** – ортогональные диаграммы Зийдервильда: залитые (полые) кружки – проекции векторов NRM на горизонтальную (вертикальную) плоскость, цифры –

температуры нагрева; **II** – графики **Ms = f (T)**; **III** –графики **Mrs = f (T)** и нормированные графики **In = f (T)** (ломаные кривые с залитыми кружками – точками нагрева). Цифры на термокривых: 1 и 2 – соответственно первый и второй нагревы. **А, Б** и **В** – см. объяснения в тексте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бретштейн Ю. С.. Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма // Тихоокеанская геология. 1988. N6. С. 36 - 45.
2. O'Reilly W. The identification of titano-maghemites: Model mechanism for the maghemitization and inversion process and their magnetic consequences. Phys. Earth Planet. Inter. 1983. V.31.pp.65-76.
3. Day R. S., M. Fuller and V. A. Schmidt. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260-267.
4. Dunlop D., Özdemir O. Rock magnetism. Fundamentals and frontiers.
5. Cambridge University Press. 1997. 573 p.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ОСТРОВА ЗАБАРГАД, КРАСНОЕ МОРЕ

Буйкин А.И.[a], Устинов В.И.[a], Игнатьев А.В.[b], Веливетская Т.А.[b], Смирнова Е.П.[a], Гриненко В.А.[a], Невинный Ю.А.[a], Ханчук А.И.[b]

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

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

buikin@geokhi.ru

OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION IN PERIDOTITE COMPLEXES OF ZABARGAD ISLAND, RED SEA

Buikin A.I.[a], Ustinov V.I.[a], Ignatiev A.V.[b], Velivetskaya T.A.[b], Smirnova E.P.[a], Khanchuk A.I.[b]

[a]Vernadsky Institute for Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAS)

[b]Far East Geological Institute FIB RAS (FEGI FIB RAS)

The intermineral oxygen isotope composition variations in the unique massive peridotites complexes of Zabargad Island (Red sea) were investigated. All the samples are characterized by typical mantle $\delta^{18}O$ values (5-6 ‰). Most of the peridotites show intermineral oxygen isotope disequilibrium, which is the result of metasomatic imprints. Differences in olivine-fluid and pyroxene-fluid exchange rates and temporal limits of the

metasomatic processes are likely the main reasons of the observed intermineral oxygen isotope disequilibrium.

Остров Забаргад, расположенный на оси спрединга Красного моря, является одним из наиболее уникальных объектов для исследования ранних этапов рифтообразования. Комплексы массивных перидотитов, составляющих большую часть острова, рассматриваются как астеносферный диапир, связанный с расколом Арабо-Нубийского щита и раскрытием Красного моря (Nicolas et al., 1985; Bonatti et al., 1986; Kurat et al., 1993). Весь красноморский регион испытал интенсивное воздействие мантийного метасоматоза (Henjes-Kunst et al., 1990; Kurat G. et al., 1993), который привел к изменению минеральных ассоциаций, а также элементных и изотопных отношений в породах на микроуровне.

Таблица 1. Изотопный состав кислорода в мономинеральных фракциях из перидотитов и жильных пород острова Забаргад.

$\delta^{18}O \pm 0.2$ ‰				
Образец	Оливин	Пироксен	Амфибол	Плагиоклаз
Z14	5.74	5.63	-	-
Z30	5.82	5.61	-	*5.22*
Z37	5.72	5.27	-	*5.51*
Z36	5.23	-	5.92	-
Z13	5.61	5.78	-	-
Z242H	5.29	5.59	-	-
Z242G1	5.44	5.62	-	-
Z242G2	то же	6.04	-	-
Z242G3	то же	5.79	-	-
Z34	5.46	5.50	-	*5.36*
Z28	-	-	5.38	-
Z136	-	5.33	-	*5.41*

На основании изучения петролого-геохимических и изотопных (H, O, Sr) характеристик амфиболов и валовых проб перидотитов острова Забаргад Агринье с соавторами (Agrinier et al., 1993) выделили три метасоматических события. В течение каждого из этих событий, связанных со специфическими тектоническими процессами красноморского рифтообразования, водные флюиды реагировали с мантийными породами, что привело к образованию

амфиболов. Интересно, что, несмотря на то, что мантийный диапир был внедрен в гранулитовые гнейсы панафриканской (докембрийской) континентальной коры, каких-либо свидетельств вклада континентальных водных флюидов в образование амфиболов в перидотитовых комплексах о-ва Забаргад обнаружено не было.

Для лучшего понимания сложной предрифтовой и ранней истории рифтообразования Красного моря, а также в продолжение наших исследований геохимического поведения изотопов кислорода при воздействии мантийного метасоматоза (Буйкин и др. 2008, Буйкин и др. 2009) мы изучили вариации изотопного состава кислорода в перидотитах и жильных породах острова Забаргад. Нами были изучены 10 образцов, из которых были отобраны мономинеральные фракции: оливин, пироксен, амфибол и плагиоклаз. Анализ изотопного состава кислорода проводился методом лазерного фторирования в ДВГИ ДВО РАН по разработанной там методике (Игнатьев и Веливецкая 2004). Полученные данные представлены в табл. 1.

В целом, все образцы имеют значения $\delta^{18}O$, соответствующие мантийному интервалу (5-6 ‰). Значения $\delta^{18}O$ в оливинах варьируют в диапазоне 5.2 – 5.8 ‰, в пироксенах 5.3 – 6 ‰, в плагиоклазах значительно уже – 5.2 – 5.5 ‰. Амфиболы были отобраны только в двух образцах – амфиболите Z28 и амфибол-дуните Z36 и отличаются друг от друга на 0.5 ‰ по $\delta^{18}O$ (5.38 и 5.92 ‰, соответственно). Следует отметить, что большинство образцов демонстрируют межминеральное изотопно-кислородное неравновесие, которое является результатом метасоматических преобразований пород. По всей видимости, в ходе воздействия метасоматического агента (флюид и/или расплав) на мантийные породы происходил изотопный обмен между первичными минералами (оливин, пироксен) и флюидом/расплавом. Разные скорости обмена для разных минералов с флюидом и временная ограниченность метасоматических преобразований, вероятно, являются главными причинами межминерального изотопно-кислородного неравновесия. Вариации $\delta^{18}O$ внутри одного минерального вида могут быть обусловлены как температурой и временем первичного образования минералов, так и воздействием генетически разных флюидов.

Обращает на себя внимание тот факт, что подобные вариации изотопного состава кислорода в минералах одного вида и межминеральное изотопно-кислородное неравновесие наблюдаются для других объектов, испытавших воздействие модального метасоматоза (напр., Буйкин и др., 2009, Zhang et al.,

2000). Видимо, такое геохимическое поведение изотопов кислорода является характерным при модальном метасоматозе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №09-05-90708-моб_ст и частичной поддержке гранта РФФИ №09-05-00678

ЛИТЕРАТУРА

1. Буйкин А.И., Устинов В.И., Игнатьев А.В., Веливетская Т.А., Гриненко В.А., Невинный Ю.А. (2008) К проблеме атмосферной контаминации благородных газов в мантийных породах: изотопный состав кислорода и аргона в мантийных ксенолитах Саудовской Аравии. *Electronic Scientific Information Journal Vestnik Otdelenia nauk o Zemle RAN - № 1(26)'2008*

2. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2008/informbul-3_2008/cw-1.pdf

3. Буйкин А.И., Гриненко В.А., Устинов В.И., Игнатьев А.В., Веливетская Т.А., Невинный Ю.А., Смирнова Е.П. (2009) Вариации изотопного состава кислорода в метасоматизированных мантийных ксенолитах. Электрон. науч.-информ. журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», *- № 1(27)'2009* URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_2009/ct.pdf

4. Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. (2004) Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов кислорода силикатов и окислов. Тезисы XVII Симпозиума по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. Москва 6-9 декабря 2004 г. С. 96-97.

5. Agrinier P., Mével C., Bosch D. & Javoy, M. (1993) Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 187-205.

6. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn PR (1986) Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. J. Geophys Res 91: 599-631.

7. 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.

8. Kurat G., Palme H., Embey-Isztin A., Touret J., Ntaflos T., Spettel B., Brandstaetter F., Palme C., Dreibus G., Prinz M. (1993) Petrology and geochemistry of peridotites and associated vein rocks of Zabargad Island, Red Sea, Egypt. Mineral. Petrol. V. 48. Pp. 309-341.

9. Nicolas A., Boudier F., Lyberis N., Montigny R., Guennoc P. (1985) Zabargad (Saint John) Island : a key-witness of early rifting in the Red Sea. CR Acad Sc Paris II: 1063-1068.
10. 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.

ИЗУЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (C, O, N, H) В МАНТИЙНЫХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ СТУПЕНЧАТОГО ДРОБЛЕНИЯ

Буйкин А.И., Невинный Ю.А., Устинов В.И., Гриненко В.А., Смирнова Е.П., Севастьянов В.С., Корочанцева Е.В., Силантьев С.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН),
buikin@geokhi.ru

STUDY OF THE VARIATIONS OF THE LIGHT ELEMENTS (C, O, N, H) ISOTOPIC COMPOSITION IN MANTLE ROCKS WITH THE STEPWISE CRUSHING METHOD

Buikin A.I., Nevinny Yu.A., Ustinov V.I., Grinenko V.A., Smirnova E.P., Sevastyanov V.S., Korochantseva E.V., Silantyev S.A.
Vernadsky Institute for Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAS)

A special high vacuum stepwise crushing system for investigation of light elements' isotopic composition in fluid inclusions from mantle rocks was developed in Vernadsky Institute. The first results on carbon isotopes in CO_2 inclusions from MAR fresh basaltic glasses have shown the step by step evolution of $\delta^{13}C$ values from close to atmospheric (-7 ‰) to mantle value of ~ -3‰. Such "noble gas like" step crushing trends open nice perspectives to study noble gas – light isotopes correlations in mantle rocks for the reliable identification of isotopic signatures in different mantle reservoirs.

Изучение флюидных включений в мантийных породах представляет интерес в связи с проблемой особенностей флюидного режима мантии Земли и необходимостью выявления источников мантийного метасоматоза. Оценке содержания H_2O и CO_2 в мантии как наиболее важных компонентов флюида,

влияющих на характер таких процессов как метасоматоз, частичное плавление, деформации в мантии и др. посвящено немало работ (Trull et al. 1993, Летников 1998, Marty and Tolstikhin 1998, Рябчиков 1999, Nadeau et al. 1999 и др.). Однако имеющиеся в настоящее время данные из-за их неоднозначности не дают возможности достаточно уверенно фиксировать различия в составах флюидов разных мантийных резервуаров (например, MORB и плюмов). Одной из причин этого является привнос летучих в мантию в результате субдукции вещества океанической коры, а в случае с субконтинентальной литосферной мантией – возможная контаминация компонентами континентальной коры. Для установления генетической принадлежности того или иного вещества необходимо использовать изотопные методы исследования. В частности, когда речь идет о генезисе флюидов, наиболее информативными будут изотопные данные по таким элементам как O, C, N, H, и благородные газы.

Методика ступенчатого дробления, позволяющая пошагово вскрывать включения в минералах от наиболее крупных к мелким, от наименее- к наиболее прочно удерживаемым (в разное время и разных условиях захваченным, т.е. разного генезиса), является наиболее эффективным средством для изучения вариаций изотопного и элементного состава благородных газов флюидной фазы мантийных пород (Trieloff et al., 2000, Burnard et al., 1992 и др.).

В настоящей работе мы применили метод ступенчатого дробления для изучения изотопного состава легких элементов из флюидных включений в мантийных породах. Такой подход к решению проблемы флюидного режима и генетического разнообразия источников флюидов в мантии Земли во многом является новым и наиболее перспективным.

Для выделения и разделения газов из флюидных включений нами создана специальная высоковакуумная установка. Проба помещается на дно трубки из немагнитной нержавеющей стали, туда же помещается металлический шарик. Затем трубка подсоединяется к системе и откачивается на высокий вакуум при прогреве до 150 ºС в течение 2-3 суток для удаления поверхностно-адсорбированных атмосферных газов. Выделение газов из флюидных включений проводится путем механического дробления образцов металлическим шаром, находящимся внутри трубки. Шар приводится в движение вручную с помощью постоянного магнита. С каждой ступенью (фракцией) дробления количество ударов увеличивается; соответственно увеличивается и степень измельчения образца. Выделенная из образца смесь газов

криогенно разделяется на конденсируемые (H_2O, SO_2, CO_2) и неконденсируемые (N_2, CO, CH_4 и благородные газы) газы: первые высаживаются на холодный палец при температуре жидкого азота (-196 ºС), вторые пропускаются через CuO при температуре 700-800 ºС для перевода CO и CH_4 в H_2O и CO_2, которые высаживаются на U-образную ловушку. Очищенный таким образом азот вымораживается в ампулу с силикагелем при -196 ºС. Ампула отпаивается для масс-спектрометрического анализа. U-образная ловушка размораживается, и H_2O и CO_2 скачиваются. После этого при -130 ºС с холодного пальца снимается CO_2 образца, его количество оценивается по вакуумметру, и газ вымораживается в ампулу, которая затем отпаивается. Оставшиеся H_2O и SO_2 разделяются при -92 ºС, SO_2 скачивается, а вода вымораживается в ампулу, которая затем отпаивается. После этого система откачивается на высокий вакуум в течение нескольких минут, и процедура повторяется для следующей ступени дробления.

Отработка методики проводилась на трех образцах свежих закалочных стекол, отобранных в 31-ом рейсе НИС «Профессор Логачев» в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта на 20°-22°30'с.ш. и представленных типичными N-MORB (K_2O/TiO_2 = 0.08-0.10). Здесь представлены результаты по изотопному составу углерода в CO_2, полученные на масс-спектрометре Delta Plus с использованием опции «microvolume» с холодным пальцем, что позволило надежно измерять малые количества газа (на уровне 0,01-0,02 см^3). Полученные данные представлены на рис. 1.

Опробованы три варианта выделения газов. В первом образце (133-4) на каждой ступени газ выделялся в течение определенного времени, после чего конденсируемые газы высаживались на холодный палец при температуре жидкого азота (-196 °С). Во втором образце (323-1) во время дробления одновременно происходила «заморозка» выделенных газов на холодный палец. Для третьего образца (315-1) опыт проводился по сценарию второго, но после дробления трубка с образцом дополнительно прогревалась до температуры около 200 °С. Как видно из рис. 1, кривые выделения CO_2 в трех случаях несколько отличаются друг от друга. В целом, с увеличением количества ударов повышается значение $\delta^{13}C$ в выделенной порции газа. Однако в первых двух образцах (323-1 и 133-4) в определенный момент, соответствующий >100 ударов, происходит уменьшение значений $\delta^{13}C$, после чего величина $\delta^{13}C$ снова растет, причем для первого образца, в котором не было одновременного с дроблением замораживания газа на холодном пальце, уменьшение $\delta^{13}C$ более резкое. Вероятно, после достаточно большого количества ударов, когда отношение поверхности к

объему зерен значительно увеличивается, происходит обратная сорбция выделенного газа на поверхность образца. Этот процесс приводит к изотопному фракционированию. Изотоп ^{13}C прочнее связывается с пудрой, а ^{12}C предпочтительнее остается в газовой фазе, в результате чего изотопный состав в данной фракции становится более легким. В последующих фракциях газ, выделяющийся из включений, изотопно более тяжелый и $\delta^{13}C$ растет, но накладывающийся эффект обратной сорбции приводит к артефакту и полученные значения не отражают реальных величин $\delta^{13}C$ на данной ступени.

В противоположность первым двум образцам, третий образец показывает последовательное увеличение значений $\delta^{13}C$ – от близкого к атмосферному значению (-7 ‰) к мантийному (около -3 ‰). Такой тренд может отражать смешение между атмосферным (или атмосфероподобным) и мантийным компонентами CO_2 образца, подобно тем линиям смешения, которые наблюдаются для благородных газов в мантийных породах (напр., Trieloff et al., 2000, Buikin et al., 2005).

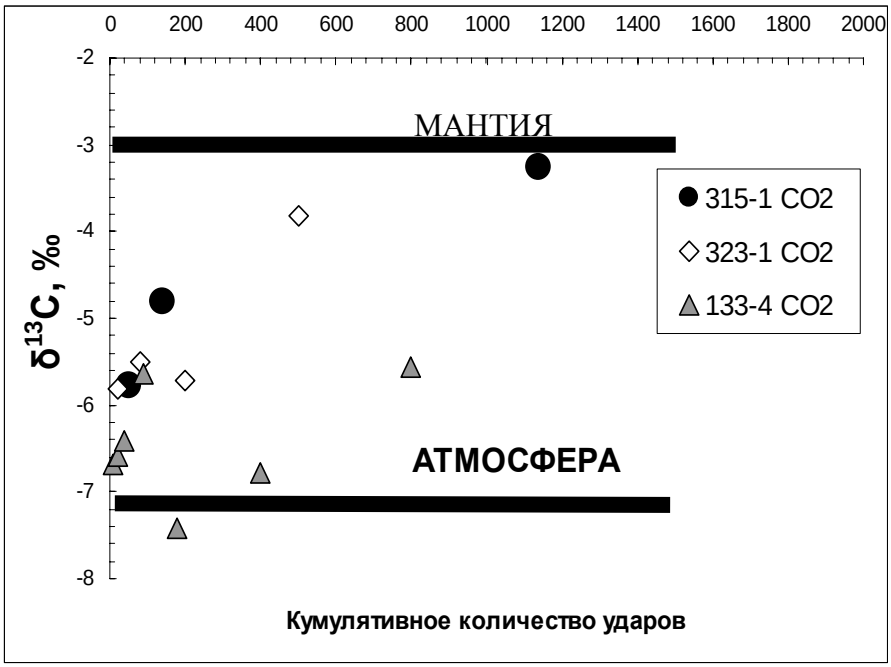


Рис. 1. Изменение изотопного состава углерода в образцах закалочных стекол в зависимости от количества ударов и сопутствующих методических приемов (см. описание в тексте).

Таким образом, проведенные методические исследования показали: необходимо на каждой ступени дробления производить подогрев трубки с образцом во избежание изотопного фракционирования, связанного с обратной сорбцией газов на поверхность размельченной пробы. Спектр выделения углерода из

образца 315-1, изучение которого проводилось методически наиболее правильно, показывает последовательное увеличение значений $\delta^{13}C$ – от атмосферного к мантийному – подобно спектрам благородных газов, что открывает хорошие перспективы для изучения изотопных корреляций между легкими элементами и благородными газами в мантийных породах с целью надежного выявления изотопных меток источников вещества и процессов смешения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №09-05-00678 и Программы ОНЗ РАН №4.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННОЙ ТРЕЩИНЫ В ЗОНЕ ПЛАСТИЧНО-ХРУПКОГО ПЕРЕХОДА

Васильев В.И., Жатнуев Н.С.
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, vasil@gin.bscnet.ru

THE THERMODYNAMIC MODEL OF EVOLUTION OF FLUID-CONTAINING FISSURE IN THE PLASTIC- BRITTLE TRANSITION

Vasiliev V.I., Zhatnuev N.S.
Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

The results of computer thermodynamic modeling imply a jump of behavior of the dependent components of the raising fluid in the zone of plastic-brittle transition. The modeling was based on well-known program complex “Selektor” and conforms to the literature and native data.

Общепринято, что породы ниже определенного уровня глубины вязко текут. По одним данным это происходит на глубине около 6–10 км и даже менее, по другим – ниже 15 км. Поэтому концепция проникающих в мантию глубинных разломов, на которые довольно часто ссылаются исследователи для объяснения мантийного происхождения вещества, вероятно, не достоверна [1]. Известно также, что магма является одним из важнейших транспортеров флюида. Но в местах, где отсутствует современный магматизм, мантийные флюиды все же попадают в кору и даже на дневную поверхность.

Гипотеза транспорта глубинного флюида в зону хрупких деформаций посредством флюидозаполненных трещин была описана ранее [3]. Тектонофизические эксперименты, проведенные авторами, подтвердили данную концепцию и позволили определить физические параметры эволюции трещин [2, 4].

При переходе к реальным значениям глубины, давления и плотностей и при учете температурных условий были разработаны различные варианты эволюции заполняющего трещины флюида. На их основе построены шесть модельных сценариев массопереноса для многорезервуарной термодинамической модели подъема глубинного флюида к поверхности через зону пластично-хрупкого перехода (ПХП) (таблица 1).

Таблица. 1. Схемы модельных сценариев массопереноса (серым показаны резервуары ПХП).

Сценарий 1 Глубина ПХП 5,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,5	100,0	450	1723
2	6,0	100,0	390	1590
3	5,5	100,0	340	1458
4	5,0	100,0	290	1325
5	5,0	7,0	290	460
6	4,0	7,0	223	377
7	3,0	7,0	145	288
8	0,0	7,0	110	1

Сценарий 2 Глубина ПХП 5,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,5	100,0	760	1723
2	6,0	100,0	645	1590
3	5,5	100,0	560	1458
4	5,0	100,0	440	1325
5	5,0	7,0	440	363
6	4,0	7,0	375	319
7	3,0	7,0	300	252
8	0,0	7,0	110	1

Сценарий 3 Глубина ПХП 5,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,5	100,0	825	1723
2	6,0	100,0	720	1590
3	5,5	100,0	620	1458
4	5,0	100,0	530	1325
5	5,0	7,0	530	319
6	4,0	7,0	425	287
7	3,0	7,0	345	234
8	0,0	7,0	110	1

Сценарий 4 Глубина ПХП 8,0 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	10,0	100,0	325	2650
2	9,5	100,0	345	2518
3	9,0	100,0	450	2385
4	8,5	100,0	555	2253
5	8,0	100,0	600	2120
6	8,0	7,0	600	688
7	7,0	7,0	515	655
8	6,0	7,0	390	530
9	5,0	7,0	290	460
10	4,0	7,0	223	377
11	3,0	7,0	145	288
12	0	7,0	110	1

Сценарий 5 Глубина ПХП 6,9 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,9	100,0	845	1829
2	6,9	7,0	845	402
3	6,0	7,0	650	387
4	5,0	7,0	480	363
5	4,0	7,0	375	319
6	3,0	7,0	300	252
7	0	7,0	110	1

Сценарий 6 Глубина ПХП 6,6 км				
Резервуар	H, м	W, масс. %	T, °C	P, бар
1	6,6	100,0	850	1749
2	6,6	7,0	850	354
3	6,0	7,0	720	339
4	5,0	7,0	530	319
5	4,0	7,0	425	287
6	3,0	7,0	345	234
7	0	7,0	110	1

Термодинамическое моделирование проводилось на базе ПК «Селектор» [7]. При расчетах использовался метод последовательного проточного реактора для группы подвижных фаз «раствор+газ», принятой за флюид. В зоне пластических деформаций флюид, находящийся под литостатическим давлением, последовательно поднимался до границы ПХП. В зоне хрупких деформаций последовательный проточный реактор усложнялся

привносом метеорных вод из открытых трещин под гидростатическим давлением. Объемная водонасыщенность резервуаров зоны пластических деформаций принята равной 100%. В зоне хрупких деформаций водонасыщенность усреднялась из данных [5] и в среднем составила ~ 7 масс. %.

Независимыми компонентами модели были выбраны породообразующие элементы Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H и O. К ним были добавлены интересующие авторов элементы C, Cl и S. Итого в составе модели использовались 12 независимых компонентов. Исходные массы резервуаров равнялись 1 кг. Составы резервуаров рассчитывались как базальтовые из [1]. Содержания дополнительных компонентов рассчитывались из [6]. Состав исходного флюида был принят аналогичным составу глубинных термальных вод о. Кунашир по [6]. Исходный состав метеорных вод был усреднен из данных по составам морской воды со средней соленостью 35‰. Химические составы используемых в модели природных сред приведены в таблице 2.

Набор потенциально возможных зависимых компонентов модели ограничивался только базами данных ПК «Селектор» – это 238 конденсированных фаз (базы данных b_Berman, s_Yokokawa, s_RobieHemingway), 88 компонентов водного раствора (база данных a_Sprons98) и 14 компонентов газовой фазы (база данных g_Reid). Расчет равновесий проводился методом минимизации изобарно-изотермического потенциала Гиббса.

Таблица 2. Исходные химические составы модельных сред.

Вмещающая среда		Исходный флюид		Метеорная вода	
Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO_2	50.93	Na^+	5.040	Na	1.0759
Al_2O_3	14.59	K^+	1.750	Mg	0.1294
Fe_2O_3	4.25	Mg^{+2}	0.005	Ca	0.0413
FeO	8.57	Ca^{+2}	2.800	K	0.0387
MgO	6.63	Fe (общ)	0.229	Cl	1.9354
CaO	10.08	Cl^-	15.500	SO_4^{-2}	0.2712
Na_2O	3.05	$HSO4^-$	0.687	HCO_3^-	0.0138
K_2O	0.79	H_2S	0.062	H_2O	96.4943
H_2O	1.06	HCO_3^-	0.434		
C	0.010	CO_2	0.015		
Cl	0.005	H_4SiO_4	0.064		
S	0.030	H_2O	73.413		

В целом по всем сценариям расчет показал возможность равновесного существования 46 минералов, 6 компонентов газовой фазы и 74 компонентов водного раствора, для каждого из которых построены диаграммы изменения содержаний в зависимости от глубины и P-T – условий. Существование свободного флюида доказано для всех резервуаров по всем шести сценариям, причем

доминирующую роль во флюиде играет фаза водного раствора, а максимальные содержания газовой фазы (19.56–34.50 масс. %) приурочены к приповерхностным областям. Скачок содержания газовой фазы – испарение – заметен также во 2, 3, 5 и 6 сценариях, причем при глубине ПХП 6.6–8 км он наиболее показателен (от нуля до 29–30.5 масс. %). Изменение с глубиной массы газовой фазы показано на рис. 1. Описание поведения отдельных компонентов является частью более обширной работы, однако резкое изменение концентраций практически всех растворенных веществ и содержаний минералов на границе ПХП бесспорно.

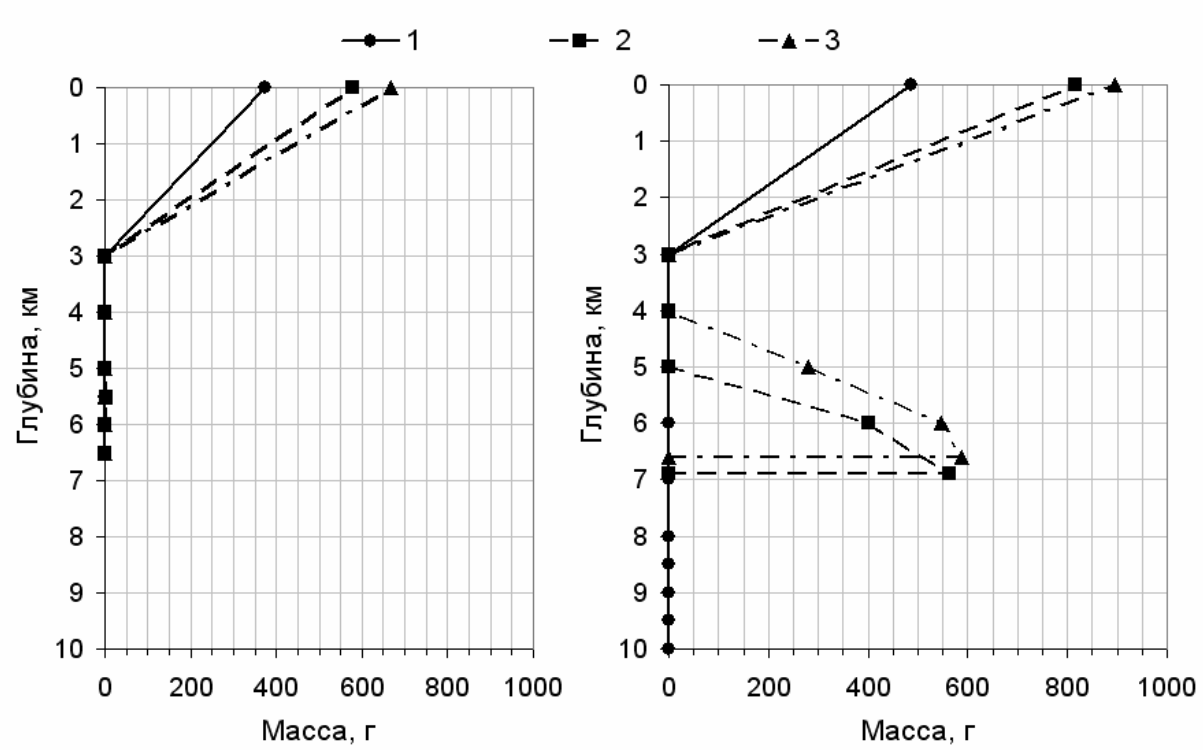


Рис. 1. Расчетная зависимость массы газовой фазы от глубины. Слева – глубина ПХП 5 км (сценарии 1, 2, 3); справа – глубина ПХП: 1 – 8 км, 2 – 6.9 км, 3 – 6.6 км (сценарии 4, 5, 6).

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-II-СО-08-006).

ЛИТЕРАТУРА

1. Жатнуев Н.С. Динамика трещинных флюидных систем в области пластических деформаций // Литосфера, №4, 2006. – С. 149–158.
2. Жатнуев Н.С., Тубанов Ц.А., Васильева Е.В. Упруго-пластичный переход как концентратор напряжений в земной коре // Разломообразование и сейсмичность в литосфере:

тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – Том 2. – С. 22–23.
3. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. – М.: Недра, 1987. – 152 с.
4. Васильева Е.В., Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Миграция флюидозаполненных трещин в литосфере по результатам тектонофизического моделирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Выпуск 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 54–56.
5. Рычагов С.Н., Белоусов В.И. и др. Северо-Пармуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология, №4, 2002. – С. 3-21.
6. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич и др. / М.: Недра, 1990. – 480 с.
7. Чудненко К.В. Селектор-Windows: программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов. – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2005. – 97 с.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЗ ДАННЫХ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СРЕДОЙ

Веселовский А.В., Платэ А.Н.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН – ИГЕМ РАН (vessel@igem.ru; plate@igem.ru)

INTERACTION OF DATABASES ABOUT MINERAL DEPOSITS WITH THE PETROPHYSICAL GEOINFORMATION ENVIRONMENT

Vesselovsky A.V., Plate' A.N.
Institute of ore deposits geology, petrography, mineralogy and geochemistry of RAS – IGEM RAS (vessel@igem.ru; plate@igem.ru)

This work describes the possible realization of petrophysical environments like the multi-contoured, delineated geo-informatic systems (GIS) with problem-focused databases and databanks for useful resources. The process of refining delineated petrophysical data in the form of GIS may be completed using the method of stratified analysis by forming global spatial models.

Петрофизическая геоинформационная среда определяется тематическими покрытиями глобального и регионального масштабов - как для Земли в целом, так и для наиболее изученных ее участков. Эти покрытия, с учетом временных рядов, графически отражают системность и динамику геоданных (в частности, по геологическому строению, геофизическим полям, сейсмичности, геомагнетизму, составу породных комплексов и металлогении отдельных участков земной поверхности и пр.), обеспечивают возможность масштабирования, детализации и трехмерной пространственной визуализации геообъектов, а также математическое моделирование геолого-геофизических процессов и явлений. Информационное наполнение покрытий организовано с возможностью постоянного пополнения существующих и создаваемых баз данных о месторождениях полезных ископаемых, в том числе новейшими материалами дистанционного зондирования Земли.

Применяемые технологии географических информационных систем (ГИС) обеспечивают использование важнейшей части петрофизической среды для решения прогнозно-поисковых задач, так как построение ГИС - динамически развивающееся теоретическое и прикладное направление исследований в геоинформатике, опирающееся на базы данных о месторождениях полезных ископаемых.

Опыт работ по созданию информационно-аналитической системы «Электронная Земля» [1] показал, что петрофизическая среда может быть реализована в виде многоконтурной распределенной геоинформационной системы с проблемно-ориентированными базами и банками данных в области полезных ископаемых (Интернет-портал ИГЕМ РАН), научными информационными ресурсами, программно-математическом обеспечением, включающим пакеты программ ArcGIS, «Геопроцессор», «Компас» и другие.

Операции обработки распределенных петрофизических данных и синтеза релевантной запросу информации в среде ГИС могут быть выполнены по методу стратифицированного анализа [2] с формированием глобальной модели на пространственной основе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Электронная Земля: использование информационных ресурсов и современных технологий для повышения достоверности научного прогноза на основе моделирования решений в интегральных информационных полях / Книга. Отв. ред. Ю.М.

Арский, В.Е. Велихов, А.Б. Жижченко, Н.П. Лаверов, Г.И. Савин – М.: ВИНИТИ РАН. 2009, с. 478.

2. Веселовский А.В. Интеграция информационных ресурсов с помощью интернет-порталов в проекте «Электронная Земля». «Научно-техническая информация», М.:ВИНИТИ, 2007, № 6, с. 3-9.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ПОД РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ

Вревский А.Б., Глебовицкий В.А., Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Пушкарев Ю.Д.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,. Санкт-Петербург
e-mail: lpnik@mail.ru

Природа химической и термальной неоднородности верхней мантии является фундаментальной проблемой наук о Земле. Решение ее сводится к ответу на следующие ключевые вопросы: Какова природа и время возникновения неоднородности химического состава мантии? Насколько распространено примитивное вещество в верхней мантии под разновозрастными структурами земной коры, каков возраст этого вещества и продуктом каких процессов оно является? Когда возникла неоднородность термального и окислительно-восстановительного состояния мантии? Возрастает ли степень химической и термальной неоднородности мантии со временем?

В настоящей работе сообщаются результаты изучения химического состава, термобарометрии и оксобарометрии перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, представляющих соответственно континентальную литосферную мантию (КЛМ) под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-кайнозойскими структурами, обсуждается природа химической и термальной неоднородности мантии и ее эволюции.

Для КЛМ под архейскими кратонами по сравнению с примитивной мантией (ПМ) свойственна высокая степень истощенности состава магмофильными компонентами CaO, Al_2O_3, FeO, средними и тяжелыми РЗЭ. Она характеризуется более высокими значениями Mg/Si (в основном от 1.15 до 1.5), более низкими значениями Al/Si (от 0.06 до 0.001), Ca/Al (преимущественно ниже 1.0) и Na/K (преимущественно ниже 3.0) по сравнению с мантией под позднепротерозойскими-фанерозойскими поясами, в которой

значения Mg/Si находятся в пределах от 1.05 до 1.35, Al/Si - от 0.12 до 0.03, Ca/Al - от 0.8 до 2.0 и Na/K - от 1 до 7.

Степень обогащения кратонической мантии по сравнению с ПМ Ni и обеднения V выше, чем мантии под фанерозойскими структурами. В первой наблюдаются широкие вариации в содержании хрома, нормированного к хондриту (Cr_{ch} от 0.3 до 2.1, т.е. ниже и выше, чем в хондритах), тогда как во второй пределы значений Cr_{ch} от 0.5 до 1.4.

Химическая неоднородность мантии, подстилающей древние кратоны и фанерозойские складчатые структуры, проявляется и в наличии двух трендов изменения условного удельного веса перидотитовых ксенолитов в зависимости от отношения в них Mg/Si, которое отражает степень парциального плавления мантийного вещества. При одинаковой степени плавления первые характеризуются меньшим удельным весом, нежели вторые.

Химическая неоднородность КЛМ определяется, в первую очередь, процессами плавления примитивной мантии. Эти процессы протекали в различных термодинамических условиях (T, P, f_{O2}) и проявлялись с разной интенсивностью, что и обусловило вариации состава реститовой мантии по содержанию главных (Mg, Al, Si, Ca, Na, K), рассеянных (Ni, Co, V, Cr) и редкоземельных элементов в разновозрастных структурах. Наиболее интенсивно (до 60-65%) они проявились под архейскими кратонами, тогда как под позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами степень плавления не превышала 20-25%. Поэтому химический состав КЛМ, подстилающей эти разновозрастные структуры, заметно различается.

КЛМ под раннедокембрийскими структурами характеризуется слабой дифференциацией термальных режимов (близость геотерм на P-T диаграмме, узкие пределы значений геотермических градиентов: ТГ=7.1÷7.4°С/км), что отличает ее от мантии под позднепртерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами, где устанавливаются значительная дифференциация термальных режимов, характеризующихся более высокими значениями ТГ: от 9 до12°С/км. При этом наблюдается два тренда, отражающих связь между ТГ и максимальными глубинами выноса ксенолитов из мантии под раннедокембрийскими (200-250 км, зависимость отсутствует) и позднепротерозойскими-фанерозойскими (от 180-170 км до 100-90 км; зависимость отрицательная) структурами.

Полученные данные свидетельствуют об эволюции химического состава и физического состояния континентальной литосферной мантии в истории Земли, и позволяет предполагать изменение

динамики мантии в целом и, прежде всего, стиля конвекции на границе докембрия и фанерозоя.

Работа поддержана грантами РФФИ (№№: 07-05-00527-а, 08-05-00861-а), грантом президента РФ НШ-3533.2008.5, а также программами №4 и №5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

КСЕНОЛИТЫ- ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ АРМЕНИИ

Геншафт Ю. С.[a], **Геворкян Р.Г.**[b], **Салтыковский А.Я.**[a], **Юханян А.К.**[c] e-mail rgev@ysu.am

[a]Институт физики Земли РАН,
[b]Ереванский государственный университет,
[c]Армянский государственный инженерный университет.

XENOLITES AS INDICATORS OF DEEP PETROGENETIC PROCESSES IN ARMENIA LITOSPHERE

Genschaft Yu.S.[a], **Gevorkyan R.G.**[b], **Saltykovsky A.Ya.**[b], **Юханян А.К.**[c]
[a]Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[b]Yerevan state university, Yerevan, Armenia
[c]State Engineering University of Armenia (SEUA)

По данным минералого- петрографических и петрохимических исследований глубинных включений- ксенолитов в породах Армянского вулканического нагорья (АВН), а также результатов экспериментов при высоких P-T параметрах (упругие, обьемно-плотностные свойства и физико-химические свойства) установлена определенная стадийность преобразования внутрикорового вещества в пределах нижних горизонтов литосферы Армении: базальтовый магматизм → прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации → калиевый метасоматоз и далее → палингенез с выплавлением на следующем этапе андезитовых и андезит-риолитовых и трахитовых магм из первичного амфиболизированного основного субстрата [1,3,].

Минералого- петрографическое изучение позволило выделить три основные группы ксенолитов: пироксениты, амфиболиты и габброиды с взаимными переходами. Установлены последовательные стадии изменения составов пород от пироксенитов и габбро до сильно амфиболизированных и

биотитизированных разностей с интерстициальным стеклом и выделением рудной фазы в виде магнетита и титаномагнетита.

С другой стороны обработка петрохимических данных вулканитов и глубинных ксенолитов по всему региону с применением функции D, предложенной Ле Мэтром, показала, что в направлении с СЗ на ЮВ АВН объемная доля щелочных вулканитов возрастает. Соответственно происходит повышение щелочности глубинных включений из этих же вулканических пород.

Минералогически установлено широкое присутствие в последних роговой обманки, что является важным индикатором глубинных пород в тектонически подвижных структурах и практически отсутствует во включениях и вулканитах внутриконтинентальных устойчивых структур. Роговая обманка указывает на относительно высокую концентрацию воды в глубинных флюидах, что существенно влияет на внутрикоровые преобразования вещества.

Для обоснования возможности прямого выплавления среднекислых расплавов известково-щелочной и щелочной серий были выполнены эксперименты по плавлению образцов ксенолитов, отвечающих по составу габбро-нориту и роговообманковому габбро из Гегамской вулканической подзоны АВН.

Результаты экспериментов показали, что при давлении 8 ± 2 кбар образцы включений плавятся на 10-50 объемных %. При этом образуются расплавы по составу от базальтов до дацитов в зависимости от степени плавления.

При этом в обоих образцах сосуществует роговая обманка, что свидетельствует о достаточно высоком давлении водяного пара (около 2 вес. % летучих в исходных образцах). Состав частичных расплавов при 10-40 % плавлении чрезвычайно близок к составу соответствующих природных магматических образований Гегамской и Айоцдзор-Варденисской вулканических подзон. От последних состав экспериментально полученных выплавок отличается повышенным содержанием глинозема, что, очевидно, связано с высокой основностью плагиоклаза в исходных образцах.

При охлаждении расплава образца габбро-норита установлен следующий порядок выделения минералов: плагиоклаз → амфибол → клинопироксен → ильменит. При низких степенях плавления, возможно, появляются оливины и ортопироксен. Роговообманковое габбро преобразуется в ассоциацию минералов, не содержащую железистых рудных фаз, со следующим порядком выделений**:** апатит→амфибол→клинопироксен→плагиоклаз.

Анализ состава новообразованных минералов выявил их заметное отличие от исходных. Так, установлена кристаллизация более магнезиального глиноземистого и титанистого

клинопироксена и значительно более железистого оливина. В обоих образцах новообразованный амфибол отличается от исходного значительно более высокой магнезиальностью и глиноземистостью.

Полученные экспериментальные данные о плавлении и кристаллизации глубинных включений позволили обосновать принципиальную возможность палингенного образования средне-кислых лав известково-щелочной серии из габбро-амфиболитового субстрата земной коры АВН.

Упруго-плотностные характеристики глубинных ксенолитов указывают на принадлежность последних к субстрату «базальтового» слоя земной коры АВН. С учетом минералого-петрографических характеристик предполагается приуроченность глубинных включений к разным слоям «базальтового» слоя – $Б_1$, $Б_2$, $Б_3$. Установлено, что слой $Б_2$ –состоит из амфиболов, а слой $Б_3$ представлен частично амфиболизированными пироксенитами и пироксенитами.

Основным механизмом формирования слоя $Б_2$ являлся региональный ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации с последующим наложением щелочного (калиевого) метасоматоза первоначального субстрата «базальтового» слоя $Б_1$ габброидного состава.

Таким образом, комплекс петрологических включений обосновывает стадийный характер формирования «базальтового» слоя земной коры АВН с дифференциацией его субстрата и образованием внутри него геофизических границ раздела.

Скоррелированное пространственно-временное изменение состава ксенолитов и вмещающих их лав отражает, скорее всего, общность геохимических процессов, формирующих состав глубинного субстрата и выплавляемой из него магмы. Сопоставление трендов щелочности с данными термомагнитных исследований (Печерский Д.М. и др.) позволило выявить, что тренд увеличения общей щелочности и относительной доли K_2O соответствует в общем смещению магматических очагов в верхние горизонты земной коры в условиях низкой проницаемости земной коры. Таким условиям отвечает закрытая в физико-химическом понимании магматическая система, допускающая накопление глубинного флюида и обогащение щелочами. Полученный результат указывает не на прямое выплавление более щелочных магм на больших глубинах в верхней мантии в пределах АВН, так как увеличение щелочности и доли K_2O в магме связано, по-видимому, с переносом щелочных компонентов флюидным потоком в верхние структурные этажи литосферы. Отмеченная биотитизация подтверждает вероятность реализации такого процесса. В целом,

на раннем верхнеплиоценовом этапе вулканизма в Западной вулканической зоне АВН преобладало, вероятно, состояние растяжения, обусловившее высокую проницаемость земной коры, появление сквозькоровых оливиновых щелочных базальтов. Восточная зона в это время отличалась пониженной проницаемостью. Позднее, в средне-четвертичное время произошло изменение напряженного состояния земной коры с изменением знаков напряжений в вулканических подзонах, которое привело к бурному излиянию известково-щелочных серий лав. Этот процесс магматической активности сопровождался перестройкой тектонических структур, оживлением разломов различной ориентации и являлся следствием взаимодействия активной («горячей») коры и активной мантии исследуемого региона.

Об активном, «горячем» состоянии коры свидетельствуют ультраметаморфизм глубинных включений в условиях амфиболитовой фации с наложением калиевого метасоматоза, предполагаемое внутрикоровое образование андезитовых, андезито-базальтовых магм, установленный повышенный геотермический градиент в пределах исследуемого региона, отрицательные изостатические гравитационные аномалии.

Об активном, «горячем» состоянии верхней мантии свидетельствует выплавление щелочных базальтов на верхних уровнях верхней мантии в N_q^3-Q время и имеющиеся гравиметрические и сейсмологические данные. Следует отметить, что состояние и активность верхней мантии внутриконтинентальных зон активизации (например, Центр.Азия). Если для последних характерно массовое проявление мантийного магматизма и вулканизма, геофизически выраженное в интенсивно отрицательных региональных гравитационных аномалиях и обширных зонах низкоскоростной мантии, то для Армянского вулканического нагорья магматизм мантии выражен значительно слабее, области разуплотнения приближены к поверхности, а сочетание последних с высокоплотными и высокоскоростными зонами может свидетельствовать об интенсивной дифференциации мантийного субстрата, или о сильном изменении химического состава, активных быстро развивающихся процессах в верхней мантии, отражением которых является быстрая перестройка близповерхностных структур [4,5].

Аналогичные процессы характерны также для палеогеновых магматических комплексов Армении (Базумо-Памбакский и Баргушат-Мегринский комплексы), а входящие в их состав щелочные породы сформировались в результате фракционной

дифференциации базальтоидного (толеитового) расплава в условиях колеблющейся щелочности [2].

В результате повышения щелочности в магматическом очаге, в соответствии с принципом Д.С. Коржинского о кислотно-основном взаимодействии в расплаве, произошел переход от парагенезисов низкого (I поля) к высоким (II и IV полям) полям щелочности. Это выразилось петрографически образованием обратно-зональных плагиоклазов и нарушениях температурной ступенчатости кристаллизации темноцветных минералов.

На основании петрографических и петрохимических данных [2] структура палеогеновых магматических серий Армении 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 сиениты) и ненасыщенная SiO_2 - субсерия щелочных пород (щелочные и нефелиновые сиениты, фонолиты, трахиты).

Об этом же механизме также свидетельствует проведенный сравнительный анализ гранитоидных пород Гарца (Германия) с комплексом пород Базумо-Памбакской области и АВН Армении, который подтвердил близость путей и условий формирования пород этих регионов и приложимость механизма апотектической изотермической кристаллизации для выяснения генетических путей образования из толеитовой магмы щелочных и гранитоидных пород [6].

Для того, чтобы полнее представить развитие базальтоидного расплава и прежде всего причины резкого обогащения такого расплава Ol и Px при повышении потенциала калия необходимо обратиться к анализу экспериментальных диаграмм плавкости систем типа: Di-Ne-SiO_2; Di-Lc-SiO_2; Fo-Ne-SiO_2; Fo-Lc-SiO_2, изученных И.Ф. Шейрером, И.Ф. Шейрером и Н.Л.Боуэном, И.Ф.Шейрером и Х.С.Йодером. Рассмотрение последних демонстрирует отчетливое расширение полей кристаллизации диопсида и форстерита при сравнительном повышении щелочности в системах с нефелином и лейцитом.

Диаграммы (рис.1) однозначно демонстрируют 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.

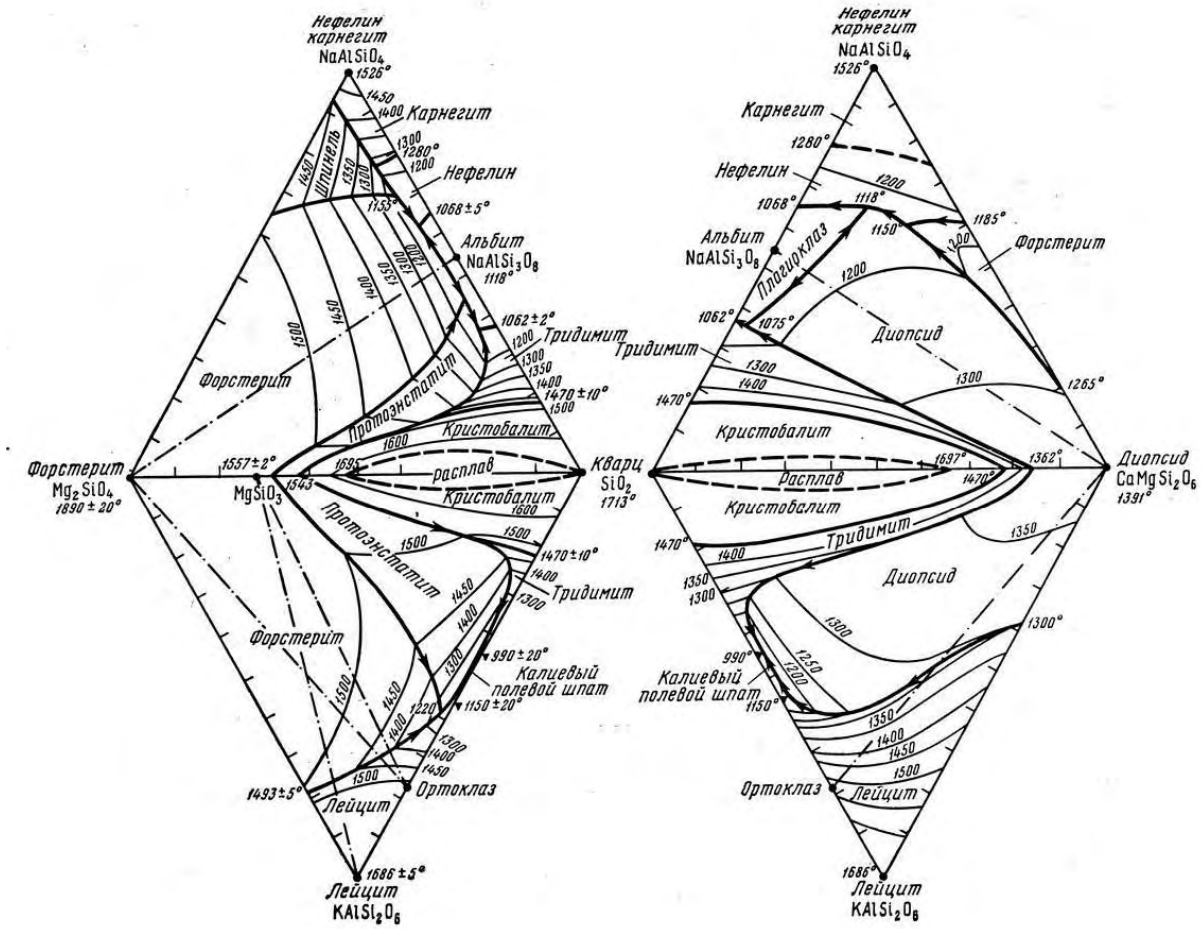


Рис. 1. Совмещенные экспериментальные диаграммы плавкости систем с нефелином и лейцитом [2].

Следовательно, в отличии от существующих представлений установлено, что континентальный магматизм имеет в качестве родоначальной щелочно-земельную базальтовую (толеитовую) магму и является по своей структуре гетерогенной, включая серии,

возникающие путем апотектической и эвтектической кристаллизации.

Важнейшим процессом образования гранитоидных и щелочных пород следует считать *апотектическую изотермическую кристаллизацию*, протекающую при повышении щелочности расплава в исходной родоначальной базальтовой магме с I–V до II–IV полей по пучковым диаграммам Д.С. Коржинского. В результате этого произошло фракционирование ультраосновных дифференциатов и образование остаточного щелочно-гранитного расплава. Из последнего сформировались две апоэвтектические субсерии гранитов: подщелоченные и подкисленные - SiO_2 . [2,6]

Настоящее исследование кроме выяснения теоретических аспектов проблемы петрогенезиса и геохимических особенностей формирования гранитоидных и щелочных пород затрагивает также ряд важных металлогенических вопросов, которые вытекает как следствие из проведенных исследований.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Юханян А.К.. Экспериментальное моделирование глубинных процессов и состава земной коры Армянского вулканического нагорья на позднекайнозойском этапе развития (по данным изучения продуктов вулканизма) / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, М., 1984, с.39-73.

2. Геворкян Р.Г., Ïàâëåíêî À.Ñ. Îñîáåííîñòè ôîðìèðîâàíèÿ áàçàëüòîèäíûõ ñåðèé Öåíòðàëüíîé Àðìåíèè. Ñá."Ôèçèêî-õèì.èññëåä. ïðîäóêòîâ ãëóáèííîãî ìàãìàòèçìà", Ìîñêâà, 1982, стр. 74-84.

3. Геншафт Ю.С., Юханян А.К., Геворкян Р.Г.. Петрогенезис вулканических пород и глубинных включений Гегамского нагорья (Армения). – В сб.: «VII симпозиум по геохимии магматических пород». М., 1981, с.69.

4. Геншафт Ю.С., Юханян А.К., Геворкян Р.Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья (Армения). – В сб.: «Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма». Наука, М., 1982, с.6-38

5. Юханян А.К.. Физические свойства глубинных включений в лавах Гегамского нагорья (Армения). – В сб.: «Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма». Наука, М., 1982, с.39-73.

6. Геворкян Р.Г., Клиш И. Физико-химические условия формирования магматического комплекса Гарца (Германия). «Материалы ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии». ЕСЭМПГ – 2008, 22-

24.04.08,М., ГЕОХИ РАН, стр.17-22. Электрон. науч.-информ. журнал Вестник Отделения наук о Земле РАН», №1(26), 2008, М.: РАН, 2008.

ЖИВАЯ ЗЕМЛЯ (ПРИМЕР НЕЛИНЕЙНОЙ, ДИССИПАТИВНОЙ СИСТЕМЫ)

Геншафт Ю.С.
Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

THE LIVE EARTH (AN EXAMPLE OF NONLINEAR AND DISSIPATIVE SYSTEM)

Genschaft Ju.S.
Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia.

Геологическая история Земли, ее эндогенная и тектоническая активности практически всегда рассматриваются с классических позиций физики и химии – законов термодинамики, механихи, фазовых и химических равновесий. И хотя с самого начала физико-химического осмысливания жизни нашей планеты было известно, что с глубиной в ее недрах меняются термобарические условия – растет давление и температура, для каждого момента времени и для ограниченного объема состояние вещества принималось не просто стационарным, а равновесным, что позволяло, как скзано было выше, использовать положения классической физики и химии.

В этом направлении накоплен большиой объем экспериментальной и теоретической информации. Были установлены фазовые диаграммы практически всех минералов и их ассоциаций в координатах P-T при различных окислительно-восстановительных условиях, включая твердофазовые равновесия и области плавления. Установлены основные закономерности в петрофизических свойствах минералов и горных пород, области хрупких и пластических деформаций при различных режимах нагружения. В этих квазиравновесных (или стационарных) условиях были оценены величины возможных процессов и воздействий на состояние земных недр и их эффективность. Прогнозные оценки при поиске различных месторождений или в предсказании природных катастроф также базируются на наших знаниях, относящихся к выше упомянутым условиям.

Приведем несколько примеров. Формирование магматических комплексов пород моделируется процессами частичного плавления предполагаемых исходных (материнских) пород, фракционной равновесной кристаллизации расплава того или иного исходного

состава, ликвации. Существуют различные программы, позволяющие проводить расчеты формирования магматических пород, исходя из термодинамических данных. Точно так же рассчитываются метаморфические реакции. Вещественная интерпретация упруго-плотностных геофизических данных исходит из установленного факта роста плотности и скоростных характеристик горных пород с ростом их основности. Скачки скорости на некоторых глубинных границах объясняются либо изменением химического и минерального состава глубинного субстрата, либо изменением фазового состояния (плавлением, переходом от шпиневой фации глубинности к гранатовой и т.д.). Сейсмический процесс традиционно связывают с разрядкой накапливающихся напряжений в некотором объеме, моделируя его изучением характера деформаций образцов горных пород различного состава, структуры, строения при различных режимах нагружения. Месторождения полезных ископаемых моделируют теоретическими расчетами или экспериментами в условиях равновесия фаз. Так, образование алмаза рассматривается только в поле его термодинамической стабильности и индикаторными спутниками алмаза должны быть такие барофильные минералы, как магнезиальный гранат, пикроильменит, хромдиопсид, омфацит и др.

С этих позиций многие отдают предпочтение тем процессам, которые являются энергетически достаточно мощными по сравнению с теми, которые характеризуют как «небольшие добавки». Например, разницу в приливном воздействии Солнца на центр Земли и центр масс системы Земля-Луна многие исследователи считают недостаточной для объяснения причины целого ряда периодических событий на Земле и их пространственного перераспределения в теле планеты и на ее поверхности.

Между тем, Земля является неравновесным в физико-химическом отношении телом и закономерности, следуемые из классической физики и химии неизбежно должны нарушаться. Все тело Земли находится в меняющемся во времени и пространстве градиентном поле температуры и давления, сильно неоднородно по химическому составу, а верхняя оболочка – литосфера находится в неоднородном и переменном поле напряжений и деформаций. Ни у кого уже нет сомнений в том, что недра планеты находятся в постоянном движении. В области пластичности можно ожидать конвективных течений, обусловленных не только градиентом вязкости в поле температуры и давления (и, возможно, химического потенциала), но и движением планеты, как целого тела. На это накладывается возмущение приливного воздействия в системе

Солнце-Земля-Луна. Наряду с такого рода движением глубинных масс многими исследователями рассматривается субвертикальный подъем с разных глубин (вплоть от границы ядро-мантия) горячих, химически отличных от окружающей среды, масс – плюмов, несущих информацию о ранних стадиях формирования нашей планеты. При этом следует иметь в виду, что наряду с сильной дифференцированностью по глубинной расслоенности земных недр, сейсмологические данные указывают на существование и разных по размерам и формам латеральных неоднородностей, некоторые из которых прослеживаются от подошвы земной коры до ядра. Наряду с «классическими» минеральными парагенезисами часто встречаются различные минеральные ассоциации, образованные вне поля термодинамической стабильности, а магматические проявления не укладываются в «классические» модели плавления ультраосновного вещества мантии.

Наконец, Земля подвержена мощным катастрофическим проявлениям – землетрясения, вулканические извержения, тайфуны, цунами, смерчи, огромные оползни и пр.

Все это убедительно показывает, что Земля принадлежит к классу открытых диссипативных нелинейных систем. Об этом написано много литературы: монографии, научные и популярные статьи, материалы различных конференций. Казалось бы об этом уже и не нужно писать и говорить. Но относительно новая идеология нелинейной науки, в которой определяющая роль принадлежит трем постулатам: иерархическое (фрактальное) деление целой системы на разные по масштабам пространства и времени подсистемы, необратимое изменение во времени, определяющая роль случая (флуктуаций) в дальнейшем поведении системы, находящейся в критическом состоянии (бифуркация), – до сих пор не находит должного понимания в научной среде. Применительно к крупнейшим катастрофам Земли – высокобальным землетрясениям в конце XX века была издана великолепная книга А.А.Лукка и др. «Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде», в которой на конкретных примерах показаны все особенности протекания этих разрушительных процессов в природной среде. Авторы, подводя итог своим исследованиям, справедливо пишут, что «все реально наблюдаемые временные реализации различных геофизических полей обладают ясно выраженной колебательной структурой, интерпретация которой сталкивается с неопредолимыми трудностями в рамках традиционной парадигмы, основанной на детерминистском подходе к изучению свойств реальной среды и развивающихся с ней процессов». Но этой идеологией

подавляющее большинство ученых, по крайней мере в науках о твердой земле, не охвачено.

Понятны трудности развития науки, которая исключает *абсолютную* применимость принципов актуализма, аддитивность свойств различных по масштабному уровню подсистем (целое не равно сумме частных значений), признает недетерминированность поведения в критических ситуациях и определяющую роль при этом исключительно слабых возмущений, волновую и резонансную природу *всех* энергетических полей, порождение хаосом упорядоченных структур (принцип самоорганизации, или синергетика) и т.д. Эти трудности, отсутствие надлежащего математического обеспечения для описания различных процессов, прерываемых природными катастрофами, пугают и отталкивают не только и столько простых исследователей, сколько руководящий наукой аппарат, стремящийся как можно быстрее достичь конечного практического результата. Наибольший прогресс в освоении данной методологии (или научной парадигмы) достигнут в биологии, социологии, экономике, хотя достаточно давно известны многие явления в химии, физике, которые описываются только в рамках синергетики. Разработанный метод критической самоорганизации позволяет понять природу действия законов Гутенберга-Рихтера и Омори, определяющих частоту проявлений сильных землетрясений и последовательность афтершоков. Поскольку в рассматриваемой модели вместо четкого единственного решения следует расматривать только статистически значимый результат, остается вероятность отхода от получаемого решения. Поэтому неточный прогноз не есть неверный прогноз, если указан доверительный интервал ошибки. Все катастрофические явления на земле являются порождением многих факторов, которые не всегда и не везде остаются одинаково ранжируемыми по силе воздействия. Искусство прогнозиста заключается в умении находить оптимальные решения в ограничении количества действующих факторов в данном объеме пространства и в данный временной интервал.

Особенность в изучении твердой Земли состоит в том, что, если атмосфера и гидросфера открыты исследователю в полном объеме, недра планеты наглухо закрыты от его взора и остается надеяться на развитие методик, позволяющих по косвенным данным (сейсмическим, гравиметрическим, магнитным, электрическим тепловым и др.) узнавать о природе земных глубин, их вероятном составе и характере протекающих там процессов. Признание за Землей свойств нелинейных диссипативных систем открывает новые возможности в методологии изучения Земли. Появление

ритмичных, полосчатых структур в геологических телах может найти объяснение по аналогии с известной реакцией Белоусова-Жаботинского в химии. Аналогично можно объяснить и развитие слоистых и полосчатых рудных проявлений за счет реакций переотложения вещества в конденсированном состоянии и/ или при наличии флюидов.Особая роль при этом может принадлежать напряженно-деформированному состоянию глубинной среды, подверженной волновому тектоническому и физико-химическому воздействию со стороны внешних масс. Еще раз стоит напомнить о роли резонансных процессов в изменении состава и свойств горных пород на разных масштабных уровнях. Не следует только понимать этот тезис как указание на возможное *масштабирование свойств* глубинной среды. Подобие природному крупномасштабному процессу можно получить в любом эсперименте, если правильно понять (или угадать!) структуру и свойства среды, природу самого процесса – пространственно-временное распределение его основных источников, их взаимодействие. Анализ закономерностей развития явлений в жидкой и газообразной оболочках Земли, биосфере и социуме показывает единство поведения этих казалось бы столь различных систем, общность проявлений критических состояний и выходов из них. Не случайно все они как нелинейные диссипативные системы описываются единообразными уравнениями, в которых различны только значения коэффициентов. А если так, то мы вправе ожидать в недрах Земли волновых процессов подобных солитонам в океанах и турбулентным вихрям в атмосфере. Все волновые явления в Земле и в ее поверхностных оболочках являются мультичастотными. Каждый частотный диапазон определяет время «жизни» волн (их затухание) и их амплитудные характеристики. По-видимому, следует изучать резонансно-когерентное взаимодействие волн разной природы (упругие, электромагнитные, гравитационные и др.), чтобы узнать их возможный вклад в энергетическую активность земных недр. Во всяком случае, известные пространственно- временные «предвестники» землетрясений позволяют на это надеяться. Общность поведения всего живого и неживого земного мира, различный уровень постижения закономерностей его эволюции в разных научных сферах показывает, что «в расширении понятийного и образного круга, появлении новых аналогий следует ожидать результатов от междисциплинарного взаимодействия наук» (С.П.Капица).

В заключение следует отметить, что имеются как объективные, так и субъективные причины в слабом использовании парадигмы нелинейных диссипативных систем. До самого последнего времени

эта наука практически не преподавалась, молодым специалистам она была не знакома. Не намного изменилась ситуация и сейчас, хотя имеются официально утвержденные Министерством образования и науки РФ специальные программы обучения, но в реальной жизни они далеко не везде работают. Для гуманитариев утверждена «Концепция современного естествознания», в которой подчеркивается «формирование представлений о смене типов научной рациональности, о революциях в естествознании и смене научных парадигм как ключевых этапах развития естествознания». Как позитивный пример следует назвать Международный университет природы, общества и человека (г.Дубна), где читается курс «Динамические системы и фракталы в геологии и геофизике»; курс «Динамические системы и фракталы в геологии», разработанный В.Н.Вадковским и В.С. Захаровым в МГУ. Взгляд со стороны на ситуацию в Науках о Земле показывает, что данное направление «живет» там, где есть авторитетный лидер. Так было, например, во время работы М.А.Садовского, активности Ю.М.Пущаровского, В.И.Кейлис-Борока, А.Д.Щеглова. Сегодня исследования под флагом этой парадигмы идут в Институте динамики геосфер РАН, в Институте земной коры СО РАН и в ряде других научных центров. К сожалению, мыслителей типа Н.Н.Моисеева, С.П.Курдюмова, много сделавших в продвижении методологии нелинейных диссипативных систем, сейчас очень мало. А в их отсутствии можно согласиться со словами И.Ньютона: «Я убедился, что либо не следует сообщать ничего нового, либо придется тратить все силы на защиту своего открытия».

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Геншафт Ю.С.[a], **Ладыгин В.М.**[b], **Фролова Ю.В.**[b]
[a] Институт физики Земли РАН
[b] Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова
e-mail: skalka@geol.msu.ru

PETROPHYSICAL PROPERTIES OF THE QUATERNARY BASALTS OF SPITSBERGEN ARCHIPELAGO

Genshaft Yu.S.[a], **Ladygin V.M.**[b], **Frolova J.V.**[b]
[a]Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
[b] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology
e-mail: skalka@geol.msu.ru

Petrophysical properties of Spitsbergen Archipelago were defined. It was shown that dynamic of eruption influences to the chemical composition of effusives at low degree, while it influences at high extend to petrophysical properties. Rocks properties change significantly in depend on their location within one lava-flow. In the base of sonic velocities values the age of quaternary volcanic centers of Spitsbergen was assumed.

Архипелаг Шпицбергена расположен в Ледовитом океане и располагается на самом краю Баренцевской платформы, вблизи зоны перехода материковых структур в океанические. Это одно из немногочисленных мест на Земле, где обнажаются четвертичные щелочные платформенные базальты, практически не затронутые вторичными процессами. Район Шпицбергена приурочен к приграничным участкам континента и шельфа, прилегающих к континентальному склону, где мощность коры уменьшается до 30-35 км [1].

Исследованные четвертичные вулканы образуют 3 вулканических центра: Сверре (Сверрефьеллет, Sverrefjellet) (76 проб), Сигурд (Сигурдфьеллет, Sigurdfjellet) (124) и Халвдан (Халвданпигген, Halvdanpiggen) (18).

В работах Кораго Е.А., Бурова Ю.П., Ковалева Г.А., Amundsen et al., рассматривается геологическое строение этих вулканов. По данным абсолютного возраста [1, 2], возраст вулкана Сигурд составляет 2.7 ± 1 млн. лет, Халвдана - 2± 1млн. лет, Сверре 1 млн. лет. По другим данным [3, 4] они значительно моложе – 4000-11000 лет

Образцы для исследования были отобраны сотрудниками ИФЗ им. О.Ю.Шмидта Ю.С. Геншафтом и Д.М. Дашевской во время полевых работ на Шпицбергене, в составе экспедиций ВНИИОкеанология Министерства природных ресурсов Российской федерации в 1986г.

По химическому составу лавы всех трех центров, хотя они и несколько отличаются друг от друга, по-видимому следует отнести к базанитовым лимбургитам [1]. Характерная особенность пород - порфировая структура с витрофировой или микролитовой структурой основной массы. Текстура массивная или пористая, редко миндалекаменная. Основная масса на 65-75 % (реже 85%) состоит из полупросвечивающегося розовато-коричневого, иногда темно-бурого до непрозрачного вулканического стекла. Минеральная ассоциация базальтов следующая : оливин- хризолит (10-15 % фаялита); ромбический пироксен (энстатит)-9-10 %

ферросилита; моноклинный пироксен-титанистый авгит; плагиоклаз-андезин, лабрадор- 40-70% анортита.

Вулканический центр Халвдан представляет из себя крупную (120 - 200м) в диаметре трубку взрыва (некк). Кроме того имеются фрагменты подушечных лавовых потоков и нескольких меньших коренных выходов сателлитов, расположенных. в 0.5, 1 и 1.5 км от главного некка. Наблюдается три фазы внедрения базальтового вещества - сначала пористый базальт, потом жерловый агломерат, а на заключительной стадии изливался массивный базальт, что говорит о различиях в динамике подачи магмы к поверхности. Это в меньшей степени отразилось на химическом составе магматического расплава и в большей на его свойствах (табл.1 и 2).

Таблица №1/Таблица №1.Химический состав 2-х разрезов эффузивов вулканического центра Халвдан

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H^+	H^-
15.-1..43	45.9	1.89	14.92	4.37	6.65	10.74	8.87	3.91	1.84	2.3	0.8
17- 20	44.3	2.01	14.34	3.30	7.29	11.29	8.26	3.85	1.72	2.3	0.4

Таблица № 2. Петрофизические свойства 2-х разрезов эффузивов вулканического центра Халвдан

№ обр.	ρ, г/см^3	Мин. плот. ρs, г/см^3	W, %	V_P, км/с	V_{PB}, км/с	V_S км/с	R, МПа	χ *10^{-3} СИ	кол. обр.
15-1..43	2,7	3.0	1,65	5,35	5,25	3,1	216	3,8	9
17,18,19	2,9	3.08	0,5	5,5	5,7	3,4	282	6,7	10

Вулканический центр Сигурт в настоящее время представляет из себя гряду длиной 4.5 км, сложенную пирокластикой и редкими потоками лав. Хотя базальты отобраны из трех разных районов гряды, они удивительно однообразны по минералого-структурным признакам - это порфировые эффузивы с витрофировой и гиалопилитовой основной массой. Они практически одинаковы и по химическому составу (табл. №3), но свойства их значительно различаются (табл. №4).

Вулкан Сверре – стратовулкан, высотой 506 м. Базальты слагают небольшие (4-5 м) по мощности потоки подушечных лав, в которых находится большое количество ксенолитов. Структура пород всех потоков гиалопилитовая с микролитами и кристаллитами пироксенов и плагиоклазов, с порфировыми выделениями оливинов, пироксенов, и пористой текстурой. Каждый поток отделяется от вышележащего зоной пористых разновидностей

пород. Один из самых мощных потоков (20 м.) опробован достаточно подробно (табл. № 5). Анализ свойств показал, что они значительно изменяются в зависимости от их положения в потоке.

В целом можно отметить, что эффузивы характеризуются очень большим разбросом всех значений петрофизических свойств, связанных с динамикой извержений, условиями остывания расплава.

Таблица №3 Химический состав 2-х разрезов эффузивов вулканического центра Сигурт

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H^+	H^-
3.....	43,2	2,45	15,0	3,11	8,16	11,2	8,40	3,32	1,51	2,40	0,35
10.....	43,5	2,6	14,7	2,75	8,35	10,8	9,17	3,75	1,72	1,20	0,24

Таблица № 4 Петрофизические свойства 2-х разрезов эффузивов вулканического центра Сигурт

Обр.	ρ, г/см^3	ρ_s, г/см^3	*П*, %	V_P км/с	*Rc* МПа	χ*10^{-3} СИ	Колобр.
3.....	2,51	3,01	16,6	5,1	129	1,5	7
10....	2,87	3,03	5,2	5,85	168	1,5	19

Таблица № 5. Петрофизические свойства эффузивов, слагающих один поток вулкана Сверре

мощн. зоны	ρ, г/см^3	*П*, %	*W*,%	V_P.с., км/с	$V_{P.в.}$, км/с	V_S, км/с	*Rc*, МПа	χ* *10^{-3} СИ	кол. обр.
2	1.99	32.7	3.5	4.85	5.1	2.85	79	2.7	3
3	2.45	17.8	1.8	5.3	5.4	2.95	131	2.3	2
1.5	2.13	27.8	3.1	4.85	4.95	3	85	1.0	2
10.5	2.6 2.28-2.81	14.3 7.3-24.7	1.0 0-2	5.4 4.6-6.0	5.55 5.3-5.7	3.3 2.9-3.4	179 95-338	2.1 1.5-2.8	14
2.5	2.03	32.8	2.75	4.1	5.05	2.35	79	2.0	4
0.5	2.48	18.3	1.3	5.45	5.75	3.35	98	1.2	2

Наши исследования [7] показали, что у современных и верхне-среднечетвертичных базальтов (возрастом моложе 200–300 тыс. лет) наблюдаются аномально низкие скорости упругих волн – менее 4 км/с. Поскольку значения V_p у базальтов Шпицбергена высокие (более 4.5 – 5 км/с) можно утверждать, что возраст этих вулканов достаточно древний, не менее 400 тыс. лет, что ближе с определением абсолютного возраста в 1 миллион лет и более.

Выводы:

1. Динамика извержения мало сказывается на химическом составе расплава, но значительно влияет на петрофизические свойства застывших эффузивов.
2. Условия застывания потока (время, мощность потока) вызывают значительные изменения свойств образующихся базальтов в зависимости от их положения в потоке.
3. Наши исследования показывают, что возраст вулканов Шпицбергена составляет более 1 миллиона лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05-07-00118-а и 05-08-00374-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кораго Е.А., Евдокимов А.Н. Постмиоценовый континентальный щелочно-базальтовый вулканизм Северной Евразии // Петрология 1999 т.7 №1 с.80-98
2. Ю.П.Буров, И.А. Загрузина. Результаты определения абсолютного возраста кайнозойских базальтов северной части Шпицбергена / Геология Свальбарда Л.НИИГА, 1976, с. 139-140
3. Сироткин А.Н. Шарин В.В. Возраст проявления четвертичного вулканизма в районе Боккфьорда (архипелаг Шпицберген). Геоморфология 2000, №1, с. 95-105
4. Семевский Д.В. К вопросу о возрасте вулкана Сверре. Материалы по геологии Шпицбергена. Л. НИИГА, 1965, с. 222-275
5. Ковалева Г..А., Буров Ю.П. "Основные особенности мезокайнозойских базитовых комплексов архипелага Свальбард". "Геология Свальберга" Л. 1976 с.126- 139
6. Геншафт Ю.С. Илупин И.П. Минералогия продуктов четвертичного вулканизма Шпицбергена // ДАН СССР 1987 т.295№3 с.694-699
7. Ладыгин В.М., Фролова Ю.В. Использование петрофизических исследований при решении вулканологических задач. III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ 2006 Т.1 с.42-46
8. Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and the upper mantle beneath north western Spitsbergen: evidence from xenoliths and eophysics // Tectonophysics. 1987. V.327. P.692-695

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЩЕЛОЧНЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БАССЕЙН Р.КОТУЙ)

Геншафт Ю.С.[a], Ладыгин В.М.[b],Фролова Ю.В.[b], Баженова Г.Н.[a]
[a] Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН
[б]Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова
e-mail: skalka@geol.msu.ru

COMPARISON OF PETROPHYSICAL PROPERTIES OF ALKALINE AND THOLEIITIC BASALTS OF SIBERIN PLATE (BASIN OF KOTUY RIVER)

Genshaft Yu.S.[a], Ladygin V.M.[b], Frolova J.V. [b] , Bazhenova G.N. [b]
[a] United Institute of Physics of the Earth RAS
[b] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology
e-mail: skalka@geol.msu.ru

The paper considers the particularities of the structure of two different series: Kogotokskaya Series, composed of tholeiitic basalts and Arydzhanskaya Series, composed of alkaline basalts, distributed in the north of the Siberian Plate. The data by petrography and petrophysics of basalts are analyzed and compared.

На самом севере Сибирской платформы, в Маймеча-Котуйской провинции, на толеитовых базальтах коготокской свиты (T_1kg), залегают необычные щелочные ультраосновные базальты, слагающие так называемую арыджангскую свиту (T_1ar). Если толеитовые базальты являются наиболее характерными для всей платформы, то авгититы, лимбургиты, меллелиты (T_1ar), являются довольно редкими разновидностями базальтов. Толеитовые базальты хорошо изучены (особенно в Норильском районе), в то время как для щелочных базальтов данные о петрофизических свойствах полностью отсутствуют.

Образцы были отобраны во время полевых работ в 2002 г. из береговых обрывов р. Котуй. Базальты арыджангской свиты опробованы из сплошного разреза, состоящего из 28 потоков, из коготокской свиты - 17 потоков. Отбирались как массивные, так и их миндалекаменные разности.

Арыджангская свита входит в состав пикрит-меланефелинитовой формации, которая распространена в виде узкой полосы по северной кромке Среднесибирского плоскогорья. Она представлена потоками оливиновых и нефелиновых мелилитов, авгититов, лимбургитов, пикритов, маймечитов и их туфов, общей мощностью 250-300 м. Породы свиты принадлежат к

типу бесполевошпатовых щелочных базальтоидов (с содержанием SiO_2 менее 44 %, с большим количеством MgO, Fe_2O_3) и различаются по содержанию и количественным соотношением оливина, моноклинного пироксена (авгит, титан-авгит), нефелина, мелилита и вулканического стекла. Для пород этой свиты характерно большое количество (до 80%) криптозернистого и микрозернистого стекла, нацело замещенного вторичными минералами. Вкрапленники в количестве от 10 до 30% представлены авгитом (титан-авгитом), в меньшем количестве оливином и нефелином. В мелилитовых разностях во вкрапленниках встречается мелилит. Клинопироксен вкрапленников достигает в размере 1 -2 мм и в виде мелких кристаллов (0.1 – 0.2 мм) входит в основную массу пород. Оливин практически не встречается в основной массе. Рудные минералы (титаномагнетит, магнетит) представлены зернами разного размера и очертаний – от 0.2 до 0.01 мм в виде мелких пылевидных выделений в основной массе.

Породы арыджангской свиты практически все являются миндалекаменными, в связи с чем, они обладали высокой проницаемостью для глубинных флюидов и в результате этого они очень сильно изменены. Миндалины размером от 1 до 3-4 см выполнены кальцитом разного строения и цеолитами. Нефелин во вкрапленниках и в основной массе обычно замещен цеолитами, канкринитом, натролитом и пр. Оливин, как правило, замещен иддингситом, серпентином, яркозеленым селадонитом, рудными минералами, хлоритом и пр. Слабо измененный клинопипроксен вкрапленников располагается в полностью переработанном мелкокристаллическом (до 0,05мм) мезостазисе.

Породы арыджангской свиты переходят вверх по разрезу в толеитовые базальты коготокской свиты. Они хорошо обнажены ниже по реке в виде 17 потоков, и по составу аналогичны базальтам сыверминской свиты сибирских траппов [Геншафт и др., 2008].

Вулканиты **коготокской свиты** довольно однообразны по своему минеральному и химическому составу. Они представлены в нижних частях разреза массивными породами с порфировидной, пойкилоофитовой и интерсертальной структурой, чередующимися с микродиабазовыми разновидностями, содержащими в основной массе мелкие кристаллы клинопироксена и плагиоклаза размером не более 0.2 мм. Вкрапленники представлены плагиоклазом размером от 0.5 до 4 мм, часто образующим гломеропорфировые сростки, почти всегда светлые или слабоизмененные. Количество плагиоклаза достигает 40%. Клинопироксен вкрапленников в количестве до 30% имеет размеры 0.2-0.7 мм. Изредка встречается

оливин размером до 2 мм, всегда замещенный вторичными минералами. В базальтах коготокской свиты определены оба ферромагнитных минерала – титаномагнетит и гемоильменит. Общее количество рудных минералов достигает 20%. Основная масса пород составляет 10-15%. Верхние части потоков мелкопористые, миндалины распределены неравномерно. Количество миндалин достигает 40%, их размер от 0.02 до 30 мм. Обычно они заполнены кальцитом, цеолитами и хлоритом. Породы подвержены вторичными преобразованиями – плагиоклазы соссюритизированы, пироксены замещены хлоритом, стекло девитрифицировано. В целом базальты коготокской свиты изменены в меньшей степени, нежели арынжанской.

Формирование базальтов потоков обоих свит заметно отличается друг от друга:

1. В потоках арыджангской свиты отсутствует явно выраженная миндалекаменная зона. Миндалины распределены по всей мощности потока. В коготокской свите миндалекаменная зона определяется достаточно четко.

2. Породы этих свит резко отличаются своим минеральным составом. Базальты коготокской свиты сложены традиционным набором минералов - плагиоклазы (преобладают), клинопироксены, вулканическое стекло (в пределах до 20-30%). В базальтах арыджангской свиты, в отличие от коготокской, совершенно отсутствуют плагиоклазы, а главную роль играют клинопироксены, оливины и миллилиты и большое количество вулканического стекла в различных сочетаниях. Составы одинаковых минералов также довольно значительно отличаются. В титаномагнетитах коготокской свиты содержание TiO_2 от 22 до 30 мас.%, в то время как в феррошпинелях пород арыджангской свиты содержание TiO_2, как правило, более низкое и изменяется в меньшую сторону, вплоть до магнетита.

В породах арыджангской свиты обычно присутствие рутила, сфена, перовскита и обогащение феррошпинели редкими и малыми элементами (оксидами Al, Mg, Cr, Co, Ni, Zn, Sc, Hf) при уменьшении в твердом растворе ульвошпинели. Отчетливо проявлены процессы наложенной карбонатизации и сфенизации пород. В титаномагнетитах пород коготокской свиты содержания MnO, V_2O_5 в целом выше, чем в подобных минералах пород арыджангской свиты .

3. Базальты обоих свит значительно различаются своими структурами основной массы. Если для арыджангской свиты характерными являются витрофировая, гиалопилитовая, реже интерсертальная структура, то для базальтов коготокской -

пойкилоофитовая, микродолеритовая. Т.е. в принципе они отличаются количеством вулканического стекла - наиболее важного компонента эффузивных пород. Стекло играет важную роль для характеристики петрофизических свойств, как для свежих пород, так и в дальнейшей жизни базальтов, т.к. оно первым подвергается вторичными преобразованиями, легко разрушаясь и замещаясь вторичными минералами. Все это довольно хорошо прослеживается петрофизическими свойствами.

4. Базальты обеих свит подверглись значительным вторичным преобразованиям, под влиянием низкоградного метаморфизма. Особенно сильно изменены базальты арыджангской свиты, благодаря своей повышенной проницаемости.

Петрофизические свойства базальтов.

Как показали исследования, свойства эффузивов двух рассматриваемых свит значительно отличаются: плотность (ρ_o) - 2.71-2.8 г/см^3, плотность твердой фазы ($\rho_м$) - 2.91 и 3.13 г/см^3, общая пористость (П) -6.8 и 10.5 %, открытая пористость ($П_o$) - 2.5 и 6 %, водопоглощение (W) -0.96 и 2.41 %, гигроскопическая влажность (W_g) - 1.6 и 0.91 %, скорость продольных волн (Vp) – 5,0 и 4.5 км/с, магнитная восприимчивость (χ) - 0.5 и 3.8*10^{-3} ед. СИ, соответственно, для базальтов коготокской и арынджанской свит. Приведены усредненные значения для базальтов двух свит. Они несколько различаются для миндалекаменных и массивных разностей (таблица №1). Необходимо отметить, что миндалекаменные и массивные разности базальтов арыджанской свиты отбирались выборочно, из различных частей потоков, по всей его мощности.

Значительные изменения в свойствах, вызваны прежде всего различиями в первичном составе расплава, из которого кристаллизовались эффузивы, что сразу же отразилось на величине плотности твердой фазы.

Таблица №1.Петрофизические свойства эффузивов

Свита	Порода	*ρ*	*ρs*	*П*	*По*	*W*	*Wг*	V_P	V_S	
		г/см^3	г/см^3	%	%	%	%	км/с	км/с	10^{-3} ед.СИ
Арыд-	миндал.	2,7	3,13	13,7	9,2	3,5	1,3	4	2,5	137
жангская	массивн.	2,86	3,13	8,8	4,9	1,8	1,1	4,8	2,85	103
Коготок-	миндал.	2,61	2,9	9.5	3,5	1,4	1,8	4,6	2.6	17,5
ская	массивн.	2,78	2,93	5.3	1,2	0,50	1,50	5,20	2.95	12,9

Эта величина для эффузивов арыджанской свиты не отличается для массивных и миндалекаменных разностей, что указывает на то, что в потоке не произошло дифференциации вещества. В то же

время разница в плотности для массивных и миндалекаменных разностей этих двух свит практически одинакова. И в тех и в других эффузивах открытой макропористости не наблюдается. По внешнему виду это массивные разности, у которых, тем не менее, пористость довольно значительна. Такая микропористость образуется при вторичных преобразованиях пород, в процессе замещения первичных минералов вторичными, большей частью глинистыми и серпентином. На это указывает значительная величина гигроскопической влажности, превышающая 1%. За счет микропористости и наличия большого количества вторичных минералов мала и величина скорости продольных волн. Вторичные изменения, как отмечалось выше, в большей степени коснулись эффузивов арыджанской свиты, что и привело к значительному снижению величины Vp. Вторичные преобразования привели к значительным преобразованиям титаномагнетита в магнетит, особенно в базальтах арыджанской свиты, что вызвало повышенные значения магнитной восприимчивости, причем надо отметить, что миндалекаменные разности и в той и другой свитах имеют повышенные значения. Корреляционные взаимосвязи между пористостью и другими характеристиками пород (водопоглощение, скорость поперечных волн, гигроскопическая влажность и др.) заметно различны для обеих свит.

Таким образом, как показали исследования, различия петрофизических свойств, с одной стороны, обусловлены исходным минеральным составом, а с другой – различиями во вторичных изменениях, затронувших первичные минералы и поровое пространство.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05-07-00118-а и 05-08-00374-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геншафт Ю.С., Тихонов Л.В., Ладыгин В.М., Спиридонов Э.М., Салтыковский А.Я. Феррошпинели и петромагнетизм сибирских траппов: исследование траппов норильской глубокой скважины //Физика Земли. 2008. № 2. С. 158-174.

ХАРАКТЕРИСТИКИ И МОДЕЛИ ИЗМЕНЕНИЯ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД В PT-УСЛОВИЯХ ЗЕМНЫХ ГЛУБИН

Горбацевич Ф.Ф.[a], Головатая О.С.[a], Керн Х.[b], Попп Т.[b]
[a]Геологический институт КНЦ РАН, Россия, E-mail: gorich@geoksc.apatity.ru;
[b]Институт Геонаук, Кильский университет, Германия, E-mail: kern@min.uni-kiel.de

PARAMETERS AND MODELS OF CRYSTALLINE ROCKS' ELASTIC-ANISOTROPIC PROPERTIES CHANGE IN THE EARTH DEPTH PT-CONDITIONS

Gorbatsevich F.F.[a], Golovataya O.S.[a], Kern H.[b], Popp T.[b]
[a]Geologic Institute KCS RAS, Russia, E-mail: gorich@geoksc.apatity.ru;
[b]Institut fuer Geowissenschaften, Universitaet Kiel, Germany E-mail: kern@min.uni-kiel.de

Pressure and temperature (up to 600 МПа и 600 °C) dependences of density and velocities of compressional and transversal waves were obtained from model tests of crystalline rock samples. Since the results presented are based on real experimental investigations of the deep substance, to our mind, they can be recommended for compiling geophysical density and velocity sections of the Earth crystalline crust and forecasting deep properties of the rocks.

Наиболее достоверным, но и очень затратным способом исследования свойств и состояния глубинных пород, является способ бурения глубоких и сверхглубоких скважин. При этом следует учитывать, что при выбуривании и подъеме керна на земную поверхность, свойства пород претерпевают существенные изменения. В частности, в образце, при освобождении его от литостатических и тектонических напряжений образуются системы микротрещин, искажающие упругие характеристики пород по сравнению с теми, которыми образец обладает в условиях залегания. В направлении создания модели верхней и средней части земной коры, на образцах, изготовленных из керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их поверхностных аналогах, выполнена, путем моделирования условий *in situ*, оценка плотностных и упруго-анизотропных свойств некоторых кристаллических, метаморфизованных глубинных пород.

Как на плотность, так и на упругие характеристики (скорости распространения продольных и поперечных волн, их анизотропия) пород при изменении PT-условий основное влияние оказывают

микротрещиноватость, минеральный состав, структура и текстура. Объемная плотность является самой консервативной характеристикой породы, в большей степени, определяемой ее минеральным составом. Полученная зависимость для расчета величины объемной плотности в пределах давлений P = 0-600 МПа и температур 0-600 °С является нелинейной, в особенности в пределах нагрузок до 150-200 МПа:

$$\rho(P,t) = [\alpha\cdot\rho_0 + \beta\cdot P - \rho_0(\alpha - 1)\cdot e^{-P/\tau}]\cdot[1 - \gamma(t - 20°)],$$

где ρ_0 – плотность образца, измеренная при лабораторных условиях, α, β - коэффициенты, отражающие изменение плотности при возрастании всестороннего давления P; τ - релаксационный параметр, определяющий тенденцию увеличения плотности с ростом давления на нелинейном участке графика γ - коэффициент снижения плотности с ростом температуры.

Из-за эффекта разуплотнения, величины скорости распространения упругих колебаний в разгруженных от литостатического давления глубинных образцах значительно ниже, чем в породах *in situ*. Приложение всестороннего давления к таким образцам приводит к существенным изменениям их упругих свойств. На начальном этапе нагружения образцы деформируются нелинейно, что обусловлено закрытием микротрещин под действием давления. В пределах нелинейного участка деформирования (до давления 150-200 МПа) величины скорости распространения продольных и поперечных волн в глубинных образцах возрастают в 1.6-1.7 раз. Величины скорости в поверхностных образцах на том же участке вырастают, в среднем, не более чем на 10%.На квазилинейном участке градиент повышения скорости в глубинных образцах при росте давления, в среднем, составляет ~1.7% на 100 МПа (для продольных волн) и ~1.3% (для поперечных). Для поверхностных образцов тот же градиент составляет ~0.04% и ~0.02% соответственно. Нагрев породы как отобранной на поверхности, так и глубинной, снижает на каждые 100°С скорость продольных и поперечных волн на ~0.7-0.8%.

Общее выражение для прогнозной оценки величин продольной и поперечной скорости распространения волн в породах, находящихся в *PT*-условиях глубинного массива выглядит аналогично формуле (1):

$$V(P, t) = [\alpha\cdot V_0 + \beta\cdot P - V_0\cdot(\alpha - 1)\cdot e^{-P/\tau}]\cdot[1 - \gamma(t\text{-}20)], \qquad .$$

где V_0 – скорость в образце, измеренная в лабораторных условиях, α, β - коэффициенты, отражающие изменение скорости при возрастании всестороннего давления P; τ - релаксационный параметр, определяющий тенденцию увеличения скорости с ростом давления на нелинейном участке графика γ - коэффициент снижения скорости с ростом температуры.

Расчеты для конкретных условий разреза СГ-3 показали, что с увеличением глубины происходит слабое падение величин плотности,

$$\rho_c = 3.02 - 0.0255\,H,\ \text{г/см}^3.$$

Эта зависимость скорректирована на реальное давление и температуру в массиве. Для условий СГ-3 с увеличением глубины отмечается и снижение расчетных величин продольной и поперечной скорости (V_p и V_s). Получены следующие средние зависимости V_p и V_s от глубины H с учетом меняющихся давлений и температуры по разрезу СГ-3:

$$V_P(H) = 6.43 - 8.88\cdot10^{-3}H - 1.69\cdot10^{-4}H^2 + 3.66\cdot10^{-7}H^3,\ \text{км/с},$$

$$V_S(H) = 4.05 - 4.4\cdot10^{-3}H - 6.53\cdot10^{-5}H^2 + 1.20\cdot10^{-7}H^3,\ \text{км/с},$$

где H – глубина в км.

Этот, казалось бы, парадоксальный результат снижения V_p и V_s при росте давления и температуры объясняется общим снижением объемной плотности пород в разрезе и влиянием роста градиента температуры с глубиной.

Анализ также показал, что механизм передачи упругих возмущений в микротрещиноватой породе одинаков как для продольных, так и для поперечных волн. Однако в породе, находящейся под давлением при котором микротрещиноватость не оказывает существенного влияния на скорость распространения колебаний, с увеличением глубины прирост скорости продольных волн за счет деформации самих кристаллических зерен происходит быстрее, чем поперечных.

Упругая (скоростная) анизотропия, в отличие от величин скорости распространения упругих колебаний, существенно снижается при росте давления. Этот рост для глубинных образцов может быть выше, чем в 10 раз. Вместе с этим, при *PT*-условиях массива анизотропия пород может достигать 18% по продольным волнам и 38% – по поперечным. Слабую анизотропию, сравнительно мало меняющуюся при возрастании нагрузки показали поверхностные породы.

В целом, полученные зависимости для оценки изменения свойств кристаллических пород, пригодны для диапазона глубин от поверхности до 20-30 км. Из них, полученные на основе линейной аппроксимации искомых характеристик, по нашему мнению, будут более подходящими, если они будут основаны на результатах испытаний образцов пород, отобранных на поверхности. Такая зависимость, с небольшой погрешностью, отразит и участок изменения характеристик в пределах давления до 150-200 МПа.

Авторы благодарны коллегам, - Ф.П. Митрофанову, Д.М. Губерману, В.Л. Ильченко, Ю.П. Смирнову, Ю.Н. Яковлеву за полезные консультации и помощь. Работа выполнена при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, гранты № 03-05-64169, 07-05-00100.

ПЛАВЛЕНИЕ ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕГО ПЕРИДОТИТА: МИНЕРАЛОГО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИ ДОКРИТИЧЕСКИХ И НАДКРИТИЧЕСКИХ *P-T* УСЛОВИЯХ

Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)
gor@iem.ac.ru

MELTING OF FLUID-BEARING PERIDOTITE: MINERALOGICAL AND TEXTURAL PECULIARITY AT SUBCRITICAL AND UNDERCRITICAL CONDITIONS

Gorbachev N.S., Kostyuk A.V., Nekrasov A.N.
Institute of experimental mineralogy, Chernogolovka, Russia
gor@iem.ac.ru

С плавлением верхней мантии связано формирование основных, ультраосновных, кимберлитовых и карбонатитовых магм. Процессы мантийного магмообразования протекают при участии флюидов, которые стимулируют плавление, оказывают эффективное влияние на фазовые соотношения мантии, состав генерируемых расплавов. Одной из особенностей флюидсодержащих силикатных систем является существование критических соотношений, обусловленных высокой взаимной растворимостью флюида в силикатном расплаве и силикатов – во флюиде с увеличением *P* и *T*. При достижении критических *P* и *T* свойства и составы расплава и флюида одинаковы. При *P* и *T* выше критической точки наблюдается полная смесимость между расплавом и флюидом (рис. 1).

Состав и свойства надкритического флюидорасплава зависят от соотношения силикатной и флюидной компонент (линия 2 на рис. 1). При промежуточных составах в надкритических флюидорасплавах существуют кластеры, свойственные как расплаву, так и флюиду. Двойственная природа надкритических флюидорасплавов проявляется в фазовом составе материала, образующего при их закалке [1]. При *P-T* выше конечной критической точки не существует солидуса силиката.

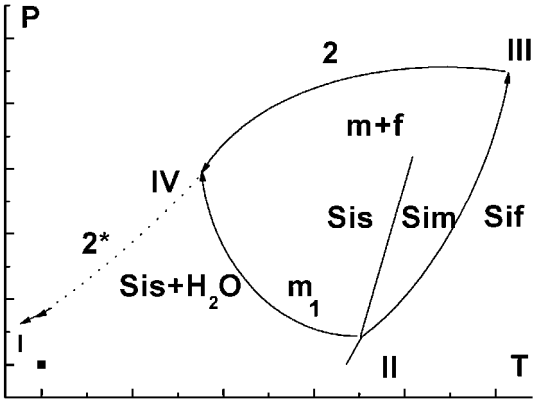


Рис. 1. Схематическая *P-T* диаграмма фазовых соотношений в системе силикат Si-H_2O. 1-водонасыщенный солидус силиката, 2-критическая линия – *P-T-X* тренд критических точек от критической точки чистого силиката III до второй конечной критической точки IV (second critical end point) на пересечении водонасыщенного солидуса силиката стабильной частью критической линии. 2*-метастабильная часть критической линии, заканчивающей в критической точке воды I. Обозначения: s-твердое, m-расплав, f-флюид.

Экспериментально критические соотношения наблюдались в вододсодержащих силикатных системах различного состава (кварц, альбит, нефелин, базальт (эклогит), перидотит+базальт). Переход системы в надкритическое состояние и оценка критических *P-T* параметров фиксировалось различными методами: визуально по гомогенизации 2-х фазной системы расплав-флюид на аппаратуре с алмазными наковальнями [1], по составам закалочного водосодержащего стекла и флюида с использованием алмазных ловушек [2], по особенностям фазового состава и строения (структуры) экспериментальных образцов [3].

В данной работе приводятся результатов экспериментального изучения плавления перидотита и эклогита в интервале P=1,5-4,0 ГПа, T=1250-1450 °C с флюидом различного состава. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на твердофазовой аппаратуре типа ЦП и НЛ. Использовалась методика прямого плавления исходного материала в насыщенных железом Pt ампулах и многоампульная методика с Pt и перидотитовой ампулами. Тестом перехода системы

в надкритическое состояние служили особенности фазовых соотношений и текстуры закалочных экспериментальных образцов.

На рис. 2 приведены микрофотографии, характеризующих фазовые соотношения и структуру образцов при плавлении системы перидотит-базальт-сульфид при *T*=1450ºС, *P*=4 ГПа с H_2O+CO_2 и H_2O флюидами с использованием методики перидотитовой ампулы.

В экспериментах с H_2O+CO_2 (рис. 2, 1а) сохранялось исходное строение образца: перидотовая ампула, заполнена силикатным стеклом, продуктом закалки базальтового расплава с включениями сульфидной фазы – закалочного сульфидного расплава, темная полоса – реакционная зона базальтовый расплав-перидотит. Состав расплава – оливин-базальтовый, ликвидусной ассоциации, (на границе со стеклом) – гарцбургитовый (Ol+OPx), Аналогичные соотношения характерны также для экспериментов с H_2O флюидом при *P*=1.5-2.5 ГПа, *T*=1250-1350 °С. Наблюдаемые особенности фазового состава и структуры образцов свидетельствуют о том, при данных составах критические *P* и *T* не достигались.

Многочисленные эксперименты показали, что при плавлении перидотита и эклогита как в «сухих» условиях, так и в присутствии летучих, независимо от экспериментальной методики (прямое плавление, метод перидотитовой ампулы) закалочные образцы характеризуются массивной структурой, обусловленной тем, что силикатное стекло - закалочный силикатный расплав, цементирует силикатные и оксидные (ликвидусные) минералы. При медленном охлаждении происходит кристаллизация силикатного расплава, давая полнокристаллические образцы. Образование в некоторых условиях закалочных фаз, расплавов (сульфидных, карбонатных), несмесимых с силикатным, не изменяют массивную структуру образца.

В экспериментах с H_2O флюидом (рис. 2 б) при *T*=1400 °С, *P*=4 GPa и тех же исходных составах наблюдалась полная дезинтеграция закалочных образцов, состоящих из не связанной смеси микролитов силикатных минералов и их сростков игольчатой, дендритовой формы, с глобулями силикатного стекла, сульфидов. Обращает внимание многофазный, неравновесный минеральный состав образцов. Дезинтеграция образцов, отсутствие признаков частичного плавления – межзернового расплава, ликвидусной ассоциации свидетельствуют о критических соотношениях в системе при *P* и *T* близких к конечной критической точке.

При частичном плавлении флюидсодержащнего перидотита критические *P* и *T* могут достигаться только между расплавом и флюидом. При этом надкритический флюидорасплав взаимодействует с перидотитом (рис.3). Взаимодействие

надкритического базальтового флюидорасплава с перидотитом наблюдалось в системе перидотит-базальт-сульфид-щелочно-водно-карбонатный флюид при 1400 °С. 4 ГПа (рис.3 а, б). Внутренняя часть перидотитовой ампулы заполнена продуктами закалки базальтового флюидорасплава - рыхлой несвязанной смесью микролитов полиминерального состава - силикаты, карбонаты, сульфидные и алюмо-силикатные микроглобули (рис. 3 а). Отсутствие межзернового расплава приводит к деструкции внешней перидотитовой ампулы. Реакционные соотношения Ol-Opx-CaCpx-KCpx-карбонат, образование флогопита, Al-Si глобуль обусловлены взаимодействием надкритического флюидорасплава с минералами рестита (рис. 3. а, б).

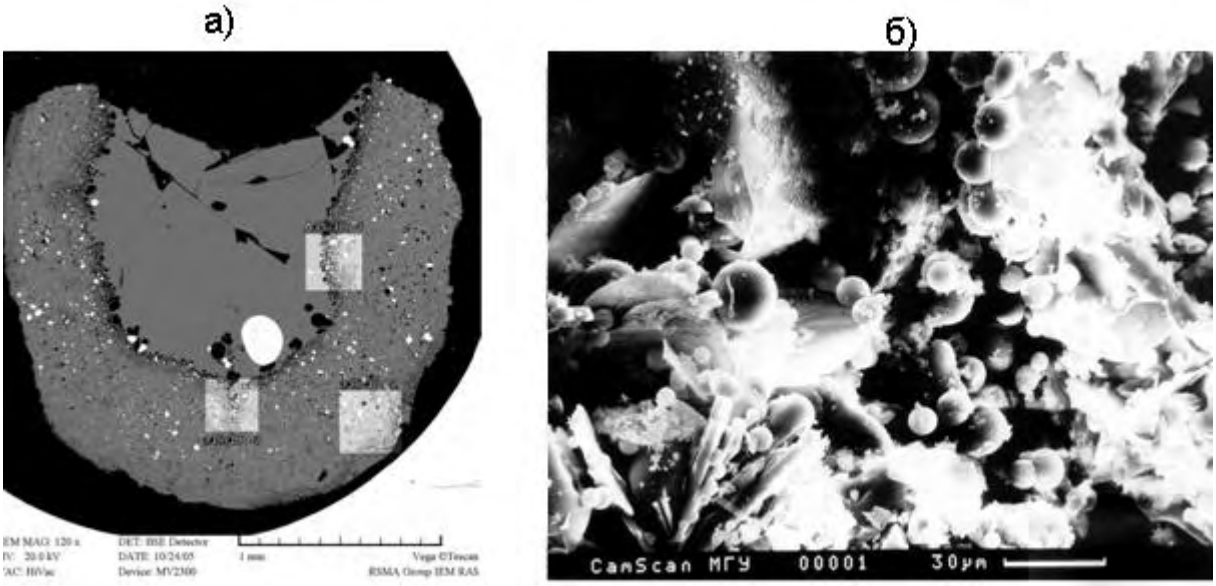


Рис. 2. Микрофотография полированных шлифов экспериментальных образцов во вторичных электронах. Система перидотит-базальт-летучий. *T*=1400 °С, *P*=4 GPa. Слева – с H_2O+CO_2, докритические условия, сохраняется исходное строение образца. Справа – та же система с H_2O флюидом, надкритические условия. Наблюдается полная дезинтеграция и перидотита и базальта исходного образца после опыта, свидетельствующее о достижении конечной критической точки при 1400ºС, 4 GPa.

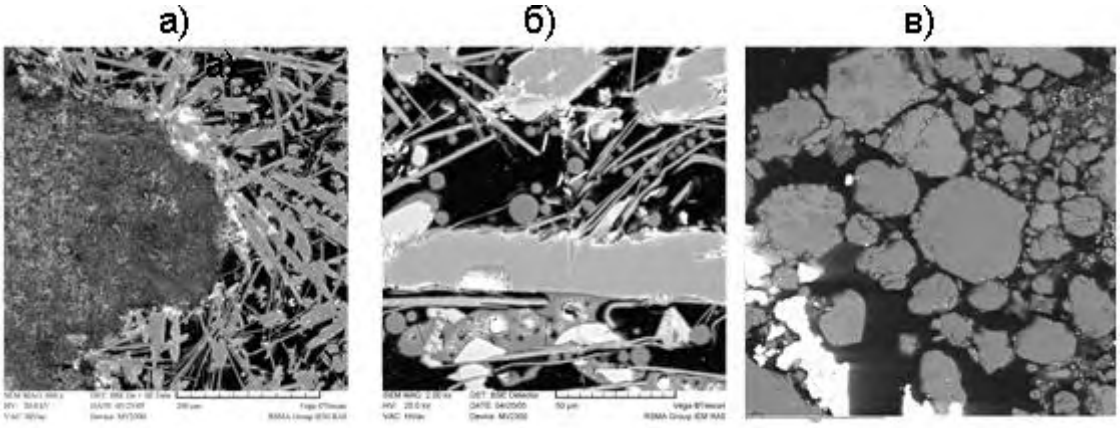


Рис. 3. Микрофотография полированных шлифов экспериментальных образцов во вторичных электронах. Перидотитовая ампула, а -внутренняя часть, б - наружная часть, –деструкция перидотитовой ампулы; в – система перидотит-H_2O, «галечная» структура.

Взаимодействие надкритического водно-базальтового флюидо расплава с перидотитом в системе перидотит-H_2O при 4 ГПа и 1450°С приводит к формированию закалочных «брекчий» с характерной «галечной» стрктурой, состоящих из изолированных окатанных выделений Ol, Opx, Cpx состава (реликты перидотита) с новообразованным цементом гранат-клинопироксенового (рис. 3 в).

При медленном охлаждении сохраняется «галечная» структура. Деструкция мантийного субстрата при взаимодействии с надкритическими флюидорасплавами может иметь важное значение в тектонике – формировании ослабленных зон, разломов в литосфере.

Поддержка -РФФИ 09-05-01131, ОНЗ РАН т.2

ЛИТЕРАТУРА

1. H. Bureau, H. Keppler. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // Earth Planet, 1999. Sci. Lett. 165. p.187-196.
2. R. Kessel, P. Ulmer, T. Pettke, M.W. Schmidt, A.B. Thompson. The water-basalt system at 4 to 6 GPa: Phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400ºC // Earth and Planetary Science Letters, 2005. V. 237. P. 873-892.
3. Горбачев Н.С. Надкритическое состояние в водосодержащей мантии (по данным экспериментального изучения флюид содержащего перидотита при *P*=40 кбар, *T*=1400ºС) // ДАН. 2000. 371.3. С. 362-365.

ДУГОВОЙ ПЛАЗМАТРОН И ЛАЗЕРНАЯ АБЛЯЦИЯ В СПЕКТРАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Грачев А.В[b]., Колесов Г. М.[a], Савинова Е. Н.[a], Сукач Ю.С.[a], Шаулов А. Ю.[b]
[a]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) 119991, Москва e-mail: esavinova.30@mail.ru
[b]Институт химической физики, Москва

ARC PLASMATRON AND LASER ABLATION FOR SPECTRAL ANALYSIS OF ROCKS AND MINERALS

Grachev A.V.[b], Kolesov G. M.[a], Savinova E. N.[a], Sukach Yu. S.[a], Shaulov A.Yu.[b]
[a]Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Kosygin str. 19.
[b]Semenov Institute of Chemical Physics RAS, Moscow, Russia

Possibilities of application of atom emission spectrometer with arc helium plasmatron and laser spectrometer LIBS-ELITE for express analysis of geological materials have been considered.

Проведено предварительное исследование состава природных образцов атомно-эмиссионным методом с использованием спектрометра LIBS-ELITE с интегрированной лазерной системой (лазерная абляция) и спектрграфа ПГС-2 с дуговым гелиевым плазматроном в качестве источника возбуждения спектров. Основное внимание обращено на одновременное определение матричных элементов и элементов-примесей и, прежде всего таких, как редкие газы и галогены.

Определение кислорода, водорода, азота, а также хлора, фтора, брома, иода связано с определенными трудностями, поскольку спектры излучения этих элементов не могут быть получены с помощью обычной техники спектрального анализа. И это объясняется следующими причинами.

Во-первых, (см. табл.1), потенциалы возбуждения и ионизации неметаллов значительно превосходят потенциалы металлов и свободных радикалов OH, CH, CN и т.п.

Во-вторых, наиболее интенсивные (резонансные) линии неметаллов и газов расположены либо в коротковолновой области спектра (табл.2), для чего требуется сложная вакуумная техника, либо в красной и инфракрасной областях спектра, что тоже представляет определенные трудности для оператора - аналитику.

В-третьих, чувствительные линии видимого и инфракрасного спектра, представляющих комбинацию между возбужденными

уровнями, имеют очень высокий потенциал возбуждения и требуют мощных источников излучения.

Таблица 1. Потенциалы возбуждения, ионизации и энергия диссоциации определяемых компонентов

Компоненты	Потенциал возбуждения	Потенциал ионизации	Энергия диссоциации
Металлы	от 1.38 (Cs) до 5.28 eV (Be)	от 3.89 (Cs) до 9.32 eV (Be)	
Свободные радикалы	от 2.9 (CH) до 4.0 eV (OH)		от 3.5 (CH) до 7.6 eV (CN)
Неметаллы	от 6.28 (As) до 19.8 eV (He)	от 9.81 (As) до 24.58 eV (He)	

Таблица 2. Некоторые параметры спектрального определения элементов

Элемент	Аналитическая линия. нм	Потенциал возбуждения. эВ	Потенциал ионизации. эВ
Бор	249.8	4.96	8.30
Азот	746.8	11.99	14.53
Фосфор	253.5	7.22	10.48
Сера	675.7 858.5	9.70 9.29	10.36
Фтор	685.6	14.50	17.42
Хлор	837.6 725.7	10.40 10.62	13.01
Бром	827.2 663.1	9.36 9.73	11.84
Йод	804.4	8.31	10.45

Поэтому было решено взять за основу составляющие ранее [1] разработанного источника возбуждения спектров - дуговой плазматрон, в котором в качестве плазмообразующего газа

использовался гелий и температура получаемой плазмы достигала 15000 К, что может обеспечить возбуждение трудновозбудимых атомных линий элементов, включая фтор, хлор и т.п.

Все это послужило основой для расширения возможности спектрального комплекса на базе дугового гелиевого плазматрона (с регистрацией спектров фотоэлектронной кассетой на линейных ПЗС, установленной на спектрограф PGS-2). [2].

Важно также было исследовать аналитические возможности лазерного спектрометра LIBS-ELITE [3]. Широкий спектральный диапазон прибора (260-980 нм) позволяет выбрать аналитические линии интересующих элементов, а развитое программное обеспечение и работа в режиме реального времени, а также высокая локальность и простота управления спектрометром обеспечивают проведение анализа различных материалов для определения большого числа микро- и макроэлементов.

Цель работы состояла в изыскании возможности разработки методик эффективного многоэлементного анализа природных объектов (и полимерных композиционных материалов), и в первую очередь - определение трудновозбудимых неметаллов и газов в сложных по составу образцах.

Используемые (и модернизированные) спектрометры приведены на фото 1, 2 и 3.

В работе предлагается обновленная схема проведения (дугового плазменного АЭС) анализа любых порошковых проб, в том числе пород, минералов, экспериментальных образцов для определения фтора, хлора, брома, йода, фосфора, серы из навески массой 10-20 мг без предварительной химической подготовки [см. 4]; область определяемых концентраций n (10^{0} - 10^{-4}) %.

При проведении массового (лазерного) АЭС – анализа можно использовать образцы любого вида, но целесообразнее готовить пробы в виде таблеток. Подходы к исследованию объектов и методики определения элементов разрабатывались на стандартных образцах состава СОС): базальт (JB), аляскитовый гранит (СГ-2), глинистый сланец (ТВ). Число «определений» в каждом анализируемом образце составляло порядка 20, затем по полученным данным рассчитывались среднее содержание и погрешность определения. Диапазон определяемых элементов – свыше 40, средний предел обнаружения - от 5 до 20 мкг/г, погрешность от 10 до 20 %. Некоторые результаты анализа приведены в табл.3. Наблюдается удовлетворительное совпадение данных, свидетельствующих о возможности более широкого

применения методов дуговой и абляционной АЭС в анализе

объектов.

Фото 1..Плазматрон: общий вид.

Плазматрон с расходуемыми угольными электродами и плазмообразующим газом гелием. Температура плазмы до 15000° К при токе дуги 40-50А и расходе газа 10 л/мин. Обеспечиваются условия для возбуждения атомных линий элементов с потенциалами возбуждения до 15 эВ. Регистрация спектров - с помощью кассеты с линейными ПЗС (установленной на спектрографе ПГС-2), их обработка - с помощью комп. программ.

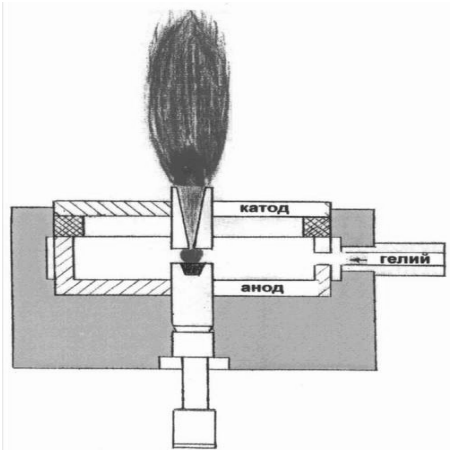


Фото 2. Горелка плазматрона: фото (справа) и схема (слева).

Фото 3. **Лазерный атомно-эмиссионный спектрометр.**

Твердотельный Nd Yag лазер
Ширина импульса: < 5 нс
Размер пятна: 50 – 300 мкм
Детектор: ПЗС матрица (2048 эл)
Спектр: диапазон: 260 – 980 нм
Оптич. разрешение: 0,1 нм

Таблица 3. Данные определения некоторых элементов в СОС – ТВ.

Компоненты	Наст. работа	Паспортные данные
SiO_2%	60.5	60.23
Al_2O_3%	20.7	20.64
Fe_2O_3.%	6.8	6.90
MgO.%	1.9	1.93
Na_2O.%	1.3	1.32
K_2O.%	3.8	3.87
Ce.10^{-4} %	100	104
Cs. 10^{-4}%	10	9
F.10^{-4}%	700	740
Ni.10^{-4}%	45	40
Sr.10^{-4}%	150	160
V.10^{-4}%	104	107

Можно также отметить преимущества и достоинства используемых методов.

1. АЭС (дуговой гелиевый, спектрограф (ПГС-2) метод:

а. Проведение прямого анализа любых порошковых проб без предварительной химической обработки;

б. одновременное определение трудновозбудимых летучих неметаллов, а также других элементов;

в. возможность анализа из малых навесок (от 5 до 20 мг);

г. отсутствие матричных влияний при изменении валового состава проб,

что позволяет работать по единым стандартным образцам;

д. экспрессность и дешевизна метода.

2. ***АЭС лазерный (спектрометр LIBS-ELITE).***

То же, что и *а- д*, но большая экспрессность и более широкий круг определяемых элементов.

Литература

1. Савинова Е. Н. , Карякин А. В. Спектральный метод определения фтора в горных породах // Журн. аналит. химии, 1970, т. 25, № 7.с.807
2. Савинова Е. Н., Сукач Ю. С., Колесов Г. М. Новые возможности дуговой атомно-эмиссионной спектрометрии в исследовании состава геообъектов // Вестник ОНЗ. Эл. версия.2009 г. (в печати)
3. http://labtest.su
4. Герасимовский В. И., Савинова Е. Н. О содержании фтора в вулканических породах Восточно-Африканской рифтовой зоны. Геохимия,1969,№12.С.1312.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЛИЧИН $\delta^{18}O$ И $\delta^{34}S$ В СОЕДИНЕНИЯХ КИСЛОРОДА И СЕРЫ В СЛОЖНЫХ СИСТЕМАХ ПРИ НАЛОЖЕНИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ИЗОТОПНОГО ЭФФЕКТА.

Гриненко В.А., Устинов В.И.

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

grinenko@geokhi.tu

ON THE VARIATION OF $\delta^{18}O$ AND $\delta^{34}S$ VALUES IN OXYGEN AND SULFUR COMPOUNDS IN COMPLEX SYSTEMS AFFECTED BY THE SUPERPOSITION OF THE THERMODYNAMICAL ISOTOPIC EFFECT

Grinenko V.A., Ustinov V.I.

Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, Russian Academy of Sciences.

The cases of thermodynamical isotopic effect superposition on the primary oxygen and sulfur isotope distribution in laboratory experiments and natural systems are investigated. It was found that in the process of sulfate decomposition by a fluorinating agent O_2 and SO_2F_2 were formed.The latter species are characterized with different $\delta^{18}O$ values being a function of temperature and duration of heating. This phenomenon could interpret in terms of isotopic exchange superposition. Such effect should be taken into account by use of standard production in the analogous conditions. In the natural systems, for instance in volcanic thermal zones, the primary $\delta^{18}O$ and $\delta^{34}S$ values are changed by influence of meteoric waters evolving sedimentary sulfates and sulfides being isotopically different from oxygen and sulfur of volcanic

emanations. The scale of primary isotopic values variation is to be evaluated only by use of temperature and residence time values in order to obtain accurate interpretation of O и S isotopic data.

В некоторых ситуациях, например, при выделении для изотопного анализа газообразных соединений кислорода, серы и других элементов, а также в вулканических эманациях может происходить наложение термодинамического эффекта на первоначальное распределение изотопов.

При выделении кислорода из сульфатов можно использовать фторирующие реагенты – при температурах выше 300°C сульфат бария разлагается с выделением O_2 и SO_2F_2 с внутримолекулярным изотопным эффектом [1]:

$$BaSO_4 + 2BrF_5 = O_2 + SO_2F_2 + BaF_2 + 2BrF_3$$

Как было установлено нами величина $\delta^{18}O$ молекулярного кислорода воспроизводится только при соблюдении температурных и временных параметров эксперимента. В таблице 1 приведены результаты изотопного анализа O_2, выделенного из сульфата бария, осажденного из морской воды, для которого величина $\delta^{18}O$ равна +9,5‰. Как следует из приведенных данных, кислород, выделенный из сульфата бария при температурах в диапазоне 350 - 450°C и часовом нагреве, показывает величину $\delta^{18}O$ около 0‰, при 700°C за 20 минут – +1,2‰, а при 550°C в течение 12 часов – +2,6‰. Из изотопного баланса следует, что $\delta^{18}O$ в SO_2F_2 должны иметь +19 +17,8 и 16,4‰, соответственно Как видно, на величину $\delta^{18}O$ влияет не столько температурный, сколько временной параметр. А это может происходить, если на первоначальный изотопный эффект накладывается изотопно-обменная реакция $O_2 \leftrightarrow SO_2F_2$. Если при сравнительно коротком времени нагрева O_2 показывает величину $\delta^{18}O$ около 0‰, то согласно балансу SO_2F_2 должно иметь это значение ≈19‰. За 12 часов разница в значениях $\delta^{18}O$ двух газов уменьшилась на 5,2‰ в направлении установления изотопного равновесного распределения изотопов кислорода.

Из результатов эксперимента следует, что при применении метода фторирования сульфатов для выделения кислорода для изотопного анализа, необходимо соблюдать идентичность температурного и временного режима для образца и стандарта. Целесообразно осуществлять фторирование при 400°C в течение 30 минут, чтобы наложение изотопного обмена практически отсутствовало. Важно заметить, что предлагаемый метод

выделения кислорода из сульфатов позволяет определять на масс-спектрометре одновременно величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{17}O$.

При изучении природных вариаций изотопного состава кислорода и серы также следует учитывать изменение изотопных составов серы и кислорода в соединениях с этими элементами во времени и изменении окислительно-восстановительных условий. Хорошо известно изменение изотопного состава кислорода метеорных вод в результате циркуляции их через нагретые вулканические породы и обмена кислорода воды и минералов породы. При такой циркуляции метеорные воды могут выщелачивать сульфаты из осадочных пород. Третичные осадочные сульфаты имеют значение $\delta^{18}O$ около 9,5‰. В термальных водах кислород сульфатов при повышенных температурах в результате изотопного обмена может изменять свой изотопный состав в зависимости от температуры и времени. При 200°С изотопный эффект при равновесии достигает 10‰. Если метеорная вода в результате изотопного обмена кислорода с кислородом породы увеличила значение $\delta^{18}O$ до 7‰, то изотопный состав кислорода сульфата в такой воде со временем повысится до 17‰. Период полуобмена кислорода в такой системе составляет около 4-5 лет [2], отсюда полное равновесие установится в течение 35-40 лет. Изотопный состав серы сероводорода в термальной воде, содержащей сульфаты также может претерпеть существенное изменение со временем в результате изотопного обмена с сульфатом. Если сероводород попадает в термальную систему с температурой 200°С и сульфатов со значением +20‰, то первоначальное значение его $\delta^{34}S$ около 0‰ со временем изменится до -15‰, поскольку изотопный эффект по сере в этой системе составляет 35‰; период полуобмена серы между этими соединениями составляет около 30 лет [3]. Эти эффекты следует учитывать при изучении конкретных систем.

Таблица 1. Изотопно-кислородные эффекты при термическом разложении сульфатов фторирующими реагентами.

№	t, °С	Время, часы	$\delta^{18}O$, ‰ (O_2)
1	350	1	+0,2
2	400	2	+0,1
3	450	1	0,0
4	450	5	+0,1
5	700	0,3	+1,2
6	700	0,3	+1,3
7*	550	12	+2,5
8*	550	12	+2,4

9 *	550	12	+2,7
10*	550	12	+2,8

*Примечание: * Результаты анализов любезно предоставлены Е.О. Дубининой.*

ЛИТЕРАТУРА.

1. Устинов В.И., Гриненко В.А. 1982., Изотопно-кислородный эффект реакции диспропорционирования // Ж. Физ. Хим. Том LVI, №11, 2730-2733.
2. Chiba H., Sakai H, 1985.Oxygen isotope exchange rate between dissolved sulfate and water at hydrothermal temperatures // Geochi. Cosmochim. Acta 49, 993-1000.
3. Omoto H., Lasaga A.C., 1982. Kinetics of reaction between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems // Geochi. Cosmochim. Acta 46, 1727-1746.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАЛЫХ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

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

DIFFERENTIATION OF THE SMALL BODIES IN THE SOLAR SYSTEM

Dorofeeva V.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Kosygina St., 19, Moscow, 119991 Russia
dorofeeva@geokhi.ru

The various sources of internal heating during differentiation of meteorite parent bodies and small regular satellites of Saturn are considered. The current isotopic data and the astrophysical results concerning gas-solid disks around stars of the solar type were take account.

Рассмотрена возможная роль различных источников энергии при дифференциации родительских тел метеоритов разных классов, а также малых регулярных спутников Сатурна. Анализ проведен на основе новейших изотопных данных и результатов астрофизических наблюдений за газопылевыми дисками вокруг звезд солнечного типа.

Работа частично поддержана грантом РФФИ 08-05-01070.

МОДЕЛЬ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ, АЛЬТЕРНАТИВНАЯ МОДЕЛИ СМЕШЕНИЯ (КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ).

Ермаков В.А. [a], **Ермаков А.В.** [b]
[a]ИФЗ РАН, г. Москва
[b]ГИН РАН, г. Москва).
E-mail: ermak@ifz.ru

MODEL OF LARGE TOLBACHIK FISSURE ERUPTION ALTERNATIVE TO MODEL OF MIXING (KLUCHEVSKAYA VOLCANO GROUP).

Ermakov V.A.[a], **Ermakov A.V.**[b]
Schmidt Institute of physics of the Earth RAS. Moscow Russia
Geology Institute RAS, Moscow, Russia
E-mail: ermak@ifz.ru

The suggestion of mixing of two melts in last events of Northern breakthrough and during Southern breakthrough episode is critically examined. We offer the model of autonomous processes in both eruption centers. Peculiarities of Northern breakthrough are caused by fluid-magma differentiation in peripheral chamber due to dissolution and distillation of water and its components in magma. We determine order of mobile component degassing from melt in activity of plinian type: H_2O, K, P, Ti, Na, Al and a little amount of Fe.

В работе использованы многочисленные публикации, характеризующие известное извержение в 1975-76 гг. на Толбачинском долу [1, 2, 4]. Здесь делается акцент на извержении СП[1] – несомненно, самом интересном феномене БТТИ. Камчатские вулканологи ранее не знали подобного извержения. Наблюдавшиеся извержения побочных кратеров формировали небольшие шлако-лавовые конусы при стромболианском типе активности. Признаки извержения СП были иными. Им свойственно: 1) формирование аномально больших шлаковых конусов, 2) преимущественно плинианский тип активности, 3) излияние вязких лав аномального состава, парадоксальное сочетание афировой структуры и низких температур этих лав, их высокая окисленность, 4) большое количество растворенной и перенесенной газами воды (9%), 5) закономерная последовательность в проявлении эффузивной и эксплозивной активности; появление и излияние лав совпадало с прекращением или ослаблением эксплозий

[1] Сокращения: СП – Северный прорыв, ЮП – Южный прорыв. БТТИ – Большое трещинное Толбачинское извержение.

плинианского типа, 6) излияние в конце извержения СП жидких базальтов, заметно отличающихся от типичных вязких базальтов извержения.

Названные признаки связаны с особым сочетанием неглубокого периферического очага магмы и гидрогеологической ситуации в его окрестностях, которая способствовала обводнению магмы. Ю.Б. Слезин в [1] рассмотрел различия механизмов эксплозий обоих прорывов и оценил режим газоотделения на СП как дисперсионный, а на ЮП – как барботирующий. Принятые им значения содержания летучих в магме (по весу): для СП – 0,09%, для ЮП – 0,01%, а соответствующие значения вязкости: 10^6 Пз и 10^4 Пз. Он нашел, что механизм эксплозий зависит от вязкости и скорости подъема магмы по каналу, оба этих параметра на СП были существенно больше. Ю.Б. Слезин не учитывает вязкость финальных базальтов СП (10^4Пз), которые он априори адресует проявлениям ЮП. Между тем начальная вязкость магмы в приповерхностном очаге СП могла быть еще меньше. Так, вязкость водноальбитового расплава при содержании воды 2,1% при увеличении давления от 0,5 до 4кб уменьшается в 2,9 раза. Уменьшение вязкости связано с возрастанием роли диссоциированных форм растворенной воды; это ведет к дополнительному разрушению алюмокремнекислотного каркаса и изменению структуры расплава [6]. Поскольку растворимость воды в магме при низких давлениях ограничена [5] (при P=1 кб ~3,2% H_2O), полученная доля воды в магме (9%) может означать, что магма в очаге выполняла роль перегонного устройства. Этот процесс лимитируется наличием свободной воды, объемом расплава в очаге и скоростью охлаждения. Состав самой магмы, по-видимому, не имеет решающего значения.

Разделение магмы на вязкую лаву и газово-пепловую смесь происходило в апикальных частях очага магмы. Здесь осуществлялся спонтанный дренаж летучих, которые направлялись из очага в канал в виде газово-пирокластической смеси; остаточный слой вязкой магмы выдавливался на поверхность в виде лавы. Дефицит летучих компенсировался растворением новых порций воды и их перетоком в апикальную часть очага магмы. Это явление наилучшим образом объясняет нам, каким образом «перегретая» жидкая магма, богатая растворенными летучими, может превратиться в свою противоположность – вязкую «переохлажденную» магму, не испытав при этом заметной кристаллизации [5]. В первом случае мы говорим о перегреве, имея в виду, что температура магмы не менялась, но в ней, благодаря растворению воды, падали температуры кристаллизации минералов, а содержащиеся в ней протокристаллы испытывали

растворение и резорбцию. Во втором случае мы имеем в виду подлинное охлаждение, связанное со спонтанным отделением летучих в пузырьковую фазу, этот процесс близок к закалке магмы. При этом не происходит кристаллизации магмы, что и определяет ее афировый облик.

Давление кровли на очаг в процессе извержения все время усиливалось. Во-первых, падало избыточное давление магмы, которое она имела при внедрении. Во-вторых, кровля все в большей мере нагружалась сверху продуктами извержения, общий вес которых к концу извержения достиг $1{,}64 \times 10^9$ тонн. По нашим расчетам магматический очаг к концу извержения мог потерять от 1/6 до половины своего объема. Давление кровли было той силой, которая выдавливала лавовую «пасту из тюбика». Формирование трещин, следовавшее почти всегда за спадом эксплозивной активности, и отражает изменение условий тектонического нагружения и закупорку каналов. Тектонический процесс наилучшим образом фиксируется вулканическим дрожанием. Процесс газоотделения продолжался до тех пор, пока магма в очаге не потеряла часть своей температуры и одновременно с этим в ней упало избыточное давление. К концу процесса магматический очаг оказался бронированным закалочными фациями магмы, каналы закупорились. Рецидив жидких лав показывает, что их выплёскивание было связано исключительно с тектоническим выдавливанием, с усадкой кровли и с фиксированием некоторого нового термодинамического состояния.

Рассмотрим особенности химического состава магнезиальных базальтов СП в сравнении с финальными жидкими базальтами промежуточного состава, которые мы принимаем за исходные (таблица). Прежде всего, отметим равенство вещественного составов главных объемов лав и пирокластики СП, при том лав не только кратерных, но и трещинных. Это значит, что вязкие продукты извержения, как лавы, так и пирокластика (в виде магмы), после отделения пузырьков газа активно не обменивались с ним химическими компонентами. Разделение исходной магмы на фракции разного химического состава происходило в очаге, по-видимому, в его апикальной части, еще до формирования газовой фазы. Флюидизированная магма на предыдущей стадии, на микроуровне, уже была гетерогенна в отношении летучих и растворенных в них подвижных компонентов. Потеря компонентов исходной магмой происходит в короткий период перехода флюида в дискретную газовую фазу. При флюидно-магматическом фракционировании, свободно перемещающийся флюид захватывает из магмы ряд петрогенных компонентов. Например,

переход титана во флюид, вероятно, обусловлен тем, что при растворении магмой воды начинается процесс ее окисления, что мы фиксируем по аномальному составу ферромагнетиков. В этом процессе зародышевые цепочки титаномагнетиков первичной магмы сбрасывают лишний титан в летучую фазу. Подобному фракционированию будет способствовать конвективное или турбулентное движение жидкой магмы.

В верхних частях магматического очага СП существовала колеблющаяся граница, которая разделяла жидкую магму с распределенным флюидом и относительно вязкую магму с уже выделенным обогащенным газом. В соответствии с экспериментальными данными, динамика движения зон окисления в магме лимитируется транспортом воды и не зависит от диффузионной подвижности H_2 и O_2.

Сравнение химического состава лав показывает, что в процессе флюидно-магматического фракционирования исходный расплав, не меняя своего валового состава, приобретает микрогетерогенную структуру, в которой участки размещения флюида в заметных количествах обогащены щелочами, фосфором, титаном и алюминием. Подобная магма при отсутствии благоприятных условий для газоотделения может, по-видимому, возвращаться к начальному состоянию. Но в случае обильного газоотделения (в верхнем слое очага), эти объемы флюида и формируют газовые пузырьки, богатые металлами и некоторыми петрогенными элементами. В момент газоотделения магматическая матрица приобретает состав магнезиального базальта с сильно повышенной вязкостью. Ряд подвижности компонентов, которые покидают расплав с газовой фазой, выглядит следующим образом (в порядке убывания подвижности): H_2O, K, P, Ti, Na, Al; в небольшом количестве из исходной магмы мигрирует железо, кремний в том и другом расплаве остается стабильным. Сравнение геохимии тех же базальтов показывает значительный вынос из исходной магмы: Rb, Li, F, B, Be, Sr, Zr, Hf, Pb (по данным: [1, 2]). Большая летучесть рубидия по отношению к калию приводит к повышению K/Rb в магнезиальных базальтах СП по сравнению с промежуточными.

Наши представления о механизме подъема и эволюции магмы СП были опубликованы ранее [3]. В новую схему мы внесли лишь некоторые уточнения. От области генерации на глубинах 30-45км или 17-25км магма поднимается к периферическим очагам гидростатическими силами, а от верхнего очага (на 2-3км) к поверхности – силами окололиквидусного кипения и тектонического выдавливания. Вторая стадия разделяется на два этапа: в периферическом очаге, и выводном канале. Эти этапы

охарактеризованы изменением PT-параметров и водосодержания. Приводится изотермическое сечение диаграммы силикат-летучий компонент с реконструкцией процесса в периферическом очаге [по 5]. Ряд характерных состояний отражает: 1 - расплав с кристаллами, недосыщенный водой, 2 – насыщение водой и начало растворения фаз, 3 – кипение водонасыщенного расплава. В дальнейшем эволюция расплава протекает вдоль линии кипения и сброса воды. Этот вариант сечения соответствует условию, когда температура силиката равна температуре его плавления при нормальном давлении.

Типы, число проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1, лава(20)	49,75	1,01	13,48	3,07	6,69	9,84	11,63	2,44	1,02	0,26
2, лава(11)	50,02	1,30	15,37	3,47	6,88	7,69	9,83	3,05	1,62	0,35
2-1= Δ	0,27	**0,29**	**1,89**	0,40	0,19	**-2,15**	**-1,80**	**0,61**	**0,60**	**0,09**
-1 (% к 2)	0,5	**22,3**	**12,3**	11,5	2,8	**-8,0**	**-18,3**	**20.0**	**37,0**	**25,7**

1-дегазированная магма (магнезиальные базальты СП), 2-исходная магма (финальные базальты промежуточного состава СП). 2-1 – разница в составе, в абсолютных значениях и в процентах к составу 2. Жирным шрифтом показаны величины значимых различий.

Все главные особенности извержения СП связаны с реакциями растворения воды в периферическом очаге магмы СП. При принятых PT-условиях растворение воды будет сопровождаться поглощением тепла, а кипение, наоборот, выделением тепла. Выделенное тепло поддерживает процесс эксплозий. Потерянное тепло ограничивает время действия процесса перекачки воды и зависит в основном от объема периферического очага и запасенного тепла. Эксплозивный процесс закладывается в апикальной части очага и в устье вулканического канала; протяженность канала составляла ≈2км. Вулканический канал играл при этом роль направляющего «сопла», что и обеспечивало длительное и высокое стояние дисперсионной колонны плинианского типа.

Поскольку разделение дегазированной магмы высокомагнезиального базальта на лаву и пирокластику происходило в верхней части очага, лава не могла пробиться в вулканический канал в те периоды, когда в них шла интенсивная плинианская деятельность. Лава в этом случае поднималась к поверхности по системам трещин в стороне от главного жерла.

Такие соотношения наблюдаются на I и III конусах. На II конусе ситуация иная; здесь наблюдается постоянная терминальная лавовая активность. Таким образом, формирование III конуса связано не с расщеплением выводного канала II конуса, а с миграцией активных тектономагматических процессов в кровле очага магмы. Можно думать, что три конуса СП располагаются над тремя расширяющимися (вниз) «пальцами» раздельных эруптивных внедрений над апикальной частью периферического очага магмы. Свод магматического очага, его выводные каналы разрабатывались совместным действием тектонических деформаций и процессов эруптивного газоотделения, так происходила контаминация кровли; следствием этих процессов являются выбросы светло-серых резургентных пеплов и большого количества ксенолитов, фиксирующих окислительные процессы в кровле очага.

Кардинальное различие извержений СП и ЮП состоит в том, что соответствующие дисперсионный и барботирующий режимы в них закладывались на разных уровнях газоотделения питающих магм. В СП спонтанное газоотделение начиналось в апикальной части приповерхностного *очага магмы*, а в ЮП дискретное и спутное газоотделение происходило лишь в верхней части *вулканического канала*. В СП движущей силой эксплозивного процесса был газ, влияние интрузивного давления здесь было косвенным. В ЮП источником эксплозий была сама поднимающаяся магма; здесь основную роль имели силы гидростатического «всплывания». Работа выполнена при поддержке проекта ОНЗ-6 РАН (2006-2008гг).

ЛИТЕРАТУРА.

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. Москва, Наука. 1984, 683 с.
2. Геологические и геофизические данные о Большом Толбачинском извержении 1975-76 гг. Москва, Наука, 1978. 256 с.
3. Ермаков В.А, Геншафт Ю.С. Механизм извержения Северного прорыва Толбачинского дола в 1975г. // ДАН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1076-1080.
4. Ермаков В.А., Ермаков А.В. Геолого-петрологические модели извержения 1975-76гг на Толбачинском долу (Ключевская группа вулканов). // Геофизические исследования. 2006. М., Институт физики Земли РАН. Вып.5. с. 53-115.
5. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. / Вода в магматических расплавах. Наука, Москва, 1971. 267 с.
6. Персиков Э.С, Эпельбаум М.Б. Влияние давления на вязкость водосодержащих магматических расплавов. // ДАН СССР, 1978, т. 245, № 5, с. 1198-1200.

ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ЭЛЬБРУССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

Жариков А.В.[a], Бурмистров А.А.[b], Витовтова В.М.[c], Гурбанов А.Г.[a]
ИГЕМ РАН[a], МГУ[b], [c]ИЭМ РАН[c], e-mail: vil@igem.ru

FILTRATION PROPERTIES OF THE ROCKS FROM ELBRUS VOLCANIC CENTRE (EXPERIMENTAL DATA)

Zharikov A.V.[a], Burmistrov A.A.[b], Vitovtova V.M.[c], [a]Gourbanov A.G.
IGEM RAS[a], MSU[b], IEM RAS[c]

In order to clear up a possibility of melt degassing through pores and microcracksd density, porosity and permeability were studied on the samples of main types of rocks, forming the Elbrus volcanic center. The results of the study were applied to estimation of filtration rate for individual gases: He, Ar, Cl_2, F_2, H_2S, CO_2, H_2, O_2, H_2O. Permeability of the rocks, forming the Elbrus volcanic center, is very high. So, the filtration rates of about 10^{-5} cm/s within the concerned section prevail.

На склоне Эльбруса были обнаружены «столбы» ярко белого свечения, высотой до 100 -150 м, которые появились в солнечную погоду и наблюдались в течение 2^x часов над тепловой аномалией № 2А и около 40 минут, под Восточным вершинным кратером. По данным геолидарной и водородной съемок к этим участкам приурочены аэрозольные «облака» и потоки водорода.

Для оценки скоростей фильтрации водорода и других индивидуальных газов, а также для выяснения принципиальной возможности дегазации расплава через поры и микротрещины были изучены плотность, пористость, проницаемость, а также параметры, характеризующие поровое пространство: … образцов основных типов пород, слагающих Эльбрусский вулканический центр.

Плотность массивных лав больше, чем пирокластических пород, а пористость и проницаемость, напротив, – меньше. В пределах каждой из этих групп пород плотность и пористость изменяются незначительно (плотность до 1.3 раза, пористость до 4.7 раза), а изменения проницаемости более существенны: до 5 десятичных порядков среди массивных лав и до 3х в пирокластических породах.

Среди массивных лав наиболее низкими значениями пористости и проницаемости характеризуются трахиандезиты, а низкими значениями проницаемости при достаточно высокой пористости - андезитобазальты. Трахиандезиты, как андизитобазальты являеются докальдерными образованиями, излившимися до образования современной вулканической постройки Эльбруса.

Следователбно, проницаемость пород докальдерного этапа формирования Эльбрусского вулканического центра значительно (на несколько десятичных порядков) меньше чем у дацитовых лавовых потоков кальдерного и посткальдерного этапов**.** Пористость дацитов изменяется в 4.6 раза (2.3 – 10.80 %), а проницаемость в 76 раз ($1.24 \cdot 10^{-17}$ – $2.88 \cdot 10^{-16}$ м^2). Значения величин этих параметров разбросаны относительно равномерно в интервале от минимального до максимального. Поэтому, было не корректно вычислять и приводить здесь средние значения этих параметров и дисперсии. Те же закономерности поведения пористости и проницаемости наблюдаются у пирокластических пород. Для них характерны изменения пористости в несколько раз, проницаемости – на несколько порядков, а значения этих параметров разбросаны по всему интервалу. Среди этих пород игнимбриты (обр. 635) выделяются аномально низкой проницаемостью, а обр. 33-2/99 - низкой пористостью. Отметим, что если даже исключить эти образцы из выборки, то общая картина не изменится.

Между плотностью и пористостью, как в пределах всей выборки, так и в пределах каждой из групп пород, имеется устойчивая обратная корреляция. В тоже время корреляция между пористостью и проницаемостью, отсутствует как в пределах всей выборки, так и в каждой из групп пород. Это свидетельствует о том, что, несмотря на высокие значения пористости, крупные изометричные поры, наблюдающиеся в образцах некоторых дацитов, не оказывают значительного влияния на проницаемость массивных лав, которая определяется не порами, а микротрещинами, а в пирокластических породах - порами и трещинами. Причины такого поведения пористости и проницаемости, очевидно, зависят от особенностей текстур и микроструктур пород.

Результаты петрофизических исследований были использованы для оценки скоростей фильтрации индивидуальных газов: He, Ar, Cl_2, F_2, H_2S, CO_2, H_2, O_2, H_2O. При расчетах были использованы следующие допущения. Фильтрация в вертикальном направлении, подчиняющаяся закону Дарси, происходит через поровое пространство горизонтальных слоев, представленных основными типами пород Эльбусского вулканического центра (снизу вверх по разрезу: граниты, гнейсы, игнимбриты, дациты, туфы-туфобрекчии-эруптивные брекчии. Для вычислений использованы осредненные значения проницаемости пород Эльбрусского вулканического центра, полученные в стандартных условиях, а также результаты определений проницаемости гранитов и гнейсов при высоких *PT*-параметрах. Флюидное давление равно литостатическому и изменяется по гидростатическому закону от 0.1 МПа на поверхности

до 99.7 МПа на глубине 4000 м. Таким образом, средний градиент давления составляет 0.02 МПа/м. Результаты вычислений показали, что основным параметром, определяющим величины скоростей фильтрации, является проницаемость пород. Значения проницаемости пород, слагающих Эльбрусский вулканический центр, достаточно высокие, поэтому в рассматриваемом разрезе преобладают скорости фильтрации порядка 10^{-5} см/с. В средней части разреза находится слой гнейсов, скорости в котором на два десятичных порядка меньше (~10^{-7} см/с), однако его, мощность, очевидно, не достаточна, чтобы оказать существенное влияние на средние скорости фильтрации во всем разрезе, которые составляют ~ 10^{-5} см/с. Наибольшие значения отмечаются у H_2, CO_2, H_2O. Значения скоростей фильтрации Ar, F_2 – в два раза меньше. Следует отметить, что значения ~10^{-5} – характеризуют очень высокие фоновые скорости.

Отметим, что образцы вулканических пород для изучения физических свойств специально отбирались вдали от зон активных и кальдерообразующих разломов. Естественно, в современных активных разломах скорости фильтрации значительно выше фоновых. Именно к таким структурам, соединяющим магматические камеры с земной поверхностью, очевидно, и приурочено появление «столбов» ярко-белого свечения, а также аэрозольных «облаков» и аномалий водорода.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 07-05-00485 и 08-05-00855, а также Программы 16 Президиума РАН «Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы»

АНАЛИТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Зевакин Е.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского Российской Академии наук (ГЕОХИ РАН)

ANALITICAL COMPLEXES AND PHYSICS-CHEMISTRY RESEARCHES IN SCIENCES ABOUT THE EARTH

Zevakin E.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry of Russian Aademy of sciences (GEOKHI RAS)

In the time of physics-chemistry researches it is necessary to carry out such works as search and receiving of necessary information, its processing, to receive necessary conclusions and guidances to subsequent work, change in necessary cases of structure of equipment and algorithms of its operations for raising the efficiency of functioning. The analytical complex must to assure the uninterrupted processing of dates, find out changes of dynamics of research processes, carry out extrapolation of experimental results, to compare, receipted results, follow the technical condition of equipment. It is possible to creation of analytical complexes on junction such sciences, as cybernetics, intellectual systems, prognostication, extrapolation of functions, working out of algorithms, genetic, logic, structure and functioning nerve system of living organism, immunology, microbiology.

Любое устройство, созданное человеком, любая промышленная технология, научно-исследовательская работа требуют проведения аналитической работы. Работа эта представляет собой весьма широкий спектр определенных действий: поиск и прием необходимой информации, её обработку, получение необходимых выводов и руководств к дальнейшей работе, изменение в необходимых случаях структуры устройства и алгоритмов его действий с целью повышения эффективности этого устройства. Набор таких действий присутствует практически в любом устройстве, созданном человеком, а также в природных образованиях: растениях, животных, человеке, микроорганизмах.

Возникает естественное желание поручить выполнение этих действий специальному структурному образованию в разрабатываемом устройстве. Тогда эта структура совместно со структурой самого устройства образует некий комплекс, который можно назвать аналитическим комплексом (АК).

Весьма перспективно применение АК в геофизических, геологических, космических исследованиях.

При изучении физико-химических свойств пород, расплавов при высоких давлениях и температурах на первый план выходит много вопросов, которые необходимо оперативно и эффективно решать. Например, такой фактор, как время (исследования могут проводиться длительно, в течение нескольких месяцев, а иногда и лет). АК должен обеспечивать непрерывную обработку данных, вовремя выявлять намечающуюся динамику изменений изучаемых процессов, оперативно проводить соответствующую экстраполяцию методики эксперимента, создавать базу данных эксперимента, сравнивать полученные данные с базами данных аналогичных экспериментов, проводившихся ранее или проводящихся в данное

время, сопоставлять эти данные; если результаты проводящегося эксперимента повторяют результаты предыдущих экспериментов, АК должен изменить условия проведения исследования, входные параметры с целью получения новых оригинальных результатов. При изменении параметров исследования, введении новых данных необходимо непрерывное наблюдение за техническими объектами, в которых проводится исследование, т.к. длительные воздействия высокого давления, повышенной температуры, агрессивных химических веществ могут привести к разрушению исследовательского оборудования. АК должен следить за состоянием оборудования путём сопоставления критических значений параметров с фактическими, например, непрерывно анализировать состояние защитных оболочек с помощью различных физических методов при непрерывной экстраполяции параметров, используя прогностические методы. В случае угрозы разрушения оболочек АК анализирует возможные варианты предотвращения этого процесса, выбирает наиболее эффективные, сравнивает их с собственными, самостоятельно разработанными и после выбора начинает реализацию этого варианта. При этом может быть изменена структура самого устройства, изменены аппаратные и программные области. Этот процесс происходит непрерывно, не только при проведении эксперимента, но и по его окончании.

Необходимо отметить, что разработка АК происходит на стыке таких областей науки, как кибернетика, интеллектуальные системы, прогностика, экстраполирование функций, разработка алгоритмов, структурно-функциональное проектирование, логика, генетика и генная инженерия, структура и функционирование нервной систем живого организма, иммунные системы, микробиология и предполагает их знание и применение разработчиками.

Такой подход к разработке научно-исследовательского оборудования позволит получить необходимые результаты исследования, провести их всесторонний анализ, а также модернизировать само оборудование (АК) с учётом новых перспективных исследований.

ДВА ПОДХОДА К РАЗРАБОТКЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Зевакин Е.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского Российской Академии наук (ГЕОХИ РАН)

TWO POINTS OF VIEW TO WORKING OUT OF ANALYTICAL COMPLEXES FOR GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL RESEARCHES

Zevakin E.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry of Russian Academy of sciences (GEOKHI RAS)

In the time of geophysical and geochemical researches it is necessary to use analytical complexes (AC). There are two points of view to working out of such complexes – of one's own country (home) and western. Home method of working out of AC is more effective, because such AC can to work out different strategical problems with using different methods of researches and also by means alteration of its structure organization.

При исследовании геохимических, геофизических процессов, исследовании Солнечной системы, галактических объектов, процессов во вселенной и законов, которым подчиняются эти процессы, учёным (как теоретикам, так и практикам) необходим инструмент, который бы позволял им проводить работы более эффективно, максимально использовать существующие знания и опыт, существенно расширить рамки изучаемых вопросов. Таким инструментом может служить предлагаемый аналитический комплекс (АК).

Можно дать следующее определение АК: АК – некое структурно-системное образование (естественное или искусственное), состоящее из совокупности элементов, систем и предназначенное для достижения определённой (стратегической для данного АК) цели путём выполнения с максимальной эффективностью обязательных для достижения данной цели задач в условиях непрерывного изменения внешних и внутренних условий, а также возникающих при этом новых задач. Определение АК довольно ёмкое и общее, но оно определяет практически все известные образования такого класса.

Коротко раскроем это определение. Пусть есть некая цель, каким образом можно достичь её? Путём преодоления препятствий, возникающих на пути к её достижению. Преодолевать же

препятствия можно, решая определённые тактические задачи, причём, с максимальной эффективностью (минимум затрат, максимум результата). Каждая задача решается определённой системой АК (существующей или вновь организованной). При этом задачи должны решаться с учётом непрерывно изменяющихся параметров, число которых также непрерывно меняется, и которых может быть неограниченно много.

Перед началом разработки АК необходимо чётко определить его назначение. Именно на этом этапе определяется основная (стратегическая) цель АК, промежуточные (тактические) задачи, необходимые системы. На этом этапе можно примерно определить сложность структурной организации разрабатываемого комплекса. Для решения одной и той же задачи можно разработать как простые АК, состоящие всего из нескольких систем, так и очень сложные системные образования.

Определив назначение АК, следует ознакомиться с существующей на данный момент времени классификацией АК. Такую классификацию легко можно провести самостоятельно на основе анализа и обзора различных источников информации (Интернет, специальная техническая литература, выставки новейших технических разработок, краткие сообщения о разработке оригинальных изделий, испытаниях новых специальных систем, устройств и т.д.).

Опытный специалист по корректному наименованию устройства может примерно определить структурную организацию и системы этого устройства.

АК существуют и в природе: любое биологическое образование по своей структуре, системному решению, алгоритмам жизнедеятельности полностью подходит под определение АК, но является ещё более совершенным (по сравнению с искусственным АК), более сложным и не до конца изученным. А потому перед началом разработки АК, в процессе проектирования необходимо обратить особое внимание на аналоги в окружающей нас живой природе.

Следует иметь в виду, что существуют два принципиально разных подхода (две научные школы) к разработке АК: советский (отечественный) и западный. Отечественная научная школа предполагает необходимость глобальных исследований и разработку фундаментальных основ создания АК. При таком подходе принимаются во внимание практически все существующие на данный момент времени разработки не только в данной области исследований (физико-химические, геофизические, геохимические и т.п. исследования), но и в других областях, порой совершенно не

связанных с исследуемым направлением, в результате чего появляются новее идеи, методы, оригинальные решения.

Западная школа характеризуется узкопрактическим подходом, когда существующие разработки совершенствуются, доводя до предельно возможных параметров. При изменении стратегической задачи или условий проведения исследований разрабатывается другой вариант АК.

Какой подход при разработке АК более эффективен?

Как известно, эффективность любой разработки оценивается коэффициентом эффективности, равным отношению значения достигнутого параметра к совокупным затратам (интеллектуальным, на поиск информации, аппаратным, программным, материальным, на изготовление, наладку, доработку, перестройку, эксплуатацию) для получения искомого параметра.

Пусть $К_1$ – коэффициент эффективности отечественного метода подхода к разработке АК:

$$К_1 = P / N_{int1} + N_{inf1} + N_{app1} + N_{pr1} + N_{mat1} + N_{izg1} + N_{dor1} + N_{exp1} + N_{per} \quad (1),$$

где: N_{int} – интеллектуальные затраты;

N_{inf} – затраты на поиск необходимой информации;

N_{app} – затраты на разработку аппаратной части;

N_{pr} – затраты на разработку программной части;

N_{mat} – затраты на материалы и комплектующие;

N_{izg} – затраты на изготовление;

N_{dor} – затраты на доработку;

N_{exp} – затраты на эксплуатацию;

N_{per} – затраты на обеспечение возможности АК к самоорганизации и самоперестройке в зависимости от характера решаемой задачи, прогностики и изменения условий (внутренних и внешних).

Обозначим через $К_2$ – коэффициент западного подхода:

$$К_1 = P / N_{int2} + N_{inf2} + N_{app2} + N_{prog2} + N_{mat2} + N_{izg2} + N_{dor2} + N_{exp2} \quad (2)$$

Смысл параметров с индексом «2» в формуле (2) тот же самый, что и в формуле (1); индекс «2» указывает, что рассматриваемые параметры относятся к западному подходу к разработке АК.

Следует помнить, что при отечественном методе рассматриваются все известные на данный момент времени информационные источники, причём из самых разных отраслей знаний; аппаратная часть проектируется таким образом, чтобы можно было переходить от одного метода исследования к другим; аналогично разрабатывается программная часть. По абсолютному

значению все параметры в (2) будут меньше соответствующих значений параметров в формуле (1), ибо задачи, на решение которых предназначены отечественные АК, более широкие, более глобальные. Кроме того, отечественные АК способны к самоперестройке и самоорганизации при изменении стратегической задачи, изменении условий работы АК.

При формальном сравнении эффективности отечественных АК ($К_1$) и западных ($К_2$) можно сделать заключение, что отечественный подход менее эффективен: $К_1 < К_2$.

Однако, внимательное рассмотрение всех параметров в формулах (1) и (2) приводит к противоположному выводу.

Все затраты при отечественном варианте разработки АК предполагают возможность работы АК при изменении стратегической задачи, при значительном изменении окружающих условий, изменении тактических задач, а также способность к самоперестройке, самоорганизации своей структуры (как всего АК, так и отдельных его систем). Это означает, что отечественные АК ориентированы на решение не только определённых конкретных задач, но и на разрешение других проблем, или решение одной и той же задачи разными методами. Например, если при использовании одного определённого метода решения стратегической задачи необходимое значение Р не достигается, то отечественный Ак переходит к другому методу, проводя необходимую самоперестройку и самоорганизацию, если же и второй метод оказывается неудачным, то АК переходит к третьему методу и т.д.

При западном подходе к разработке АК уже изначально заложена неспособность АК к функционированию при изменении стратегической задачи или при замене одного метода исследования другим. В этом случае необходимо разрабатывать новые АК применительно к новым стратегическим задачам, т.е., стоимость создания нескольких новых узкоспециализированных АК, естественно, выше стоимости одного АК с широким спектром действия. А, соответственно, $К_1 > К_2$, т.е., эффективность отечественного АК выше. Таким образом, отечественный метод, предполагающий многоплановый, широкоуниверсальный подход к разработке АК, является более перспективным.

СВЯЗЬ РАЗРАБОТКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ КОМПЛЕКСОВ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Зевакин Е.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского Российской Академии наук (ГЕОХИ РАН)

THE CONNECTION BETWEEN ELABORATION AND CLASSIFICATION OF RESEARCH COMPLEXES IN SCIENCES ABOUT THE EARTH

Zevakin E.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry of Russian Academy of sciences (GEOKHI RAS)

There are many problems in geochemistry, geophysics, geology, petrography, nuclear physics, biophysics, biochemistry and other sciences about the Earth. It is necessary to work out high-intellectual many-functional research complexes to solution of these problems. It can to make classification of analogous research equipment and systems to facilitation and acceleration of designing processes.

Любая из наук о Земле предполагает проведение различных экспериментов, моделирование (экспериментальное и теоретическое), определение геомеханических, геофизических характеристик, интерпретацию геофизических данных, геофизический, геохимический мониторинг, построение моделей состава и строения объектов исследования и т.д. Однако, всё это осуществимо лишь при наличии современных устройств, аппаратуры, оборудования. Эту совокупность оборудования, представляющего синтез аппаратного и программного обеспечения, можно назвать научно-исследовательским аналитическим комплексом или просто аналитическим комплексом (АК).

Несмотря на разнообразие решаемых задач и соответствующих им АК можно проследить некоторую закономерность при разработке таких комплексов. Эта закономерность заключается в том, что разработка АК тесно связана с их классификацией по сложности и, по существу, представляет собой непрерывный процесс перехода и преобразования простейших элементарных устройств в современные высокоинтеллектуальные аналитические комплексы. Классификация же всей совокупности научно-исследовательского оборудования тоже представляет собой процесс перехода от простого к сложному.

Существующие АК подразделяются на две большие группы: искусственные и естественные. Все естественные образования,

созданные природой, т.е. самоорганизованные в результате наличия благоприятных условий, также классифицируются, начиная от простейших одноклеточных и заканчивая сложнейшим живым организмом. Каждый живой организм, в свою очередь, имеет множество систем (чем сложнее биологическое образование, тем больше систем): системы терморегуляции (поддержание постоянной температуры), сложнейшие системы биофизических, биохимических процессов, системы самосохранения и приспособления, системы генетические, иммунные и т.д.

Можно привести классификацию биологических структур определённого вида по сложности. В результате получим некий ряд биоструктур, представляющий из себя процесс эволюционного преобразования этих структур в своём развитии от простейших к сложнейшим биообразованиям. Эволюционное преобразование биоструктур, если перейти на технические термины, по сути, есть то же самое проектирование биоструктур определённого типа. А классификация этих структур является своего рода планом разработки биоструктур, алгоритмом проектирования.

Аналогичные рассуждения можно провести и по отношению к системам, входящим в биоструктуры. Можно провести классификацию биосистем, составляющих рассматриваемую биоструктуру, начиная от самых простых и заканчивая существующими на данном этапе эволюционного развития данными типами биоструктур. Результат будет аналогичным.

В качестве примера рассмотрим систему терморегуляции какой-либо биоструктуры. Когда эта структура на начальном этапе своего эволюционного развития представляла из себя простейшее образование, то и система терморегуляции была простой и решала вопрос стабилизации температуры в довольно широких пределах; она вступала в действие, когда простейший организм мог погибнуть (налицо воздействие внешних условий на формирование одной из систем биоструктуры) – лишь в случае очень низких и очень высоких температур. На начальном этапе возникновения биоструктуры вообще не было системы терморегуляции, ибо в этот период внешние условия для функционирования простейших организмов были комфортны. И лишь в процессе изменения климатических условий начинается формирование необходимых систем для выживания, в том числе и систем терморегуляции. В изменяющихся условиях существования постепенно происходит естественный отбор: структуры, неспособные функционировать в существующих условиях отмирали, а оставались лишь те, которые могли приспосабливаться к новым условиям, у которых появились элементарные механизмы самозащиты. И в процессе эволюции по

мере развития биоструктур развивались и механизмы приспособления, трансформировавшиеся в необходимые системы. Чем выше уровень структурной организации биологического образования, тем сложнее его системы. Если возвратиться к системе терморегуляции, то можно отметить следующие её узловые изменения: допускаемые границы изменения температуры биоструктуры, допускаемые отклонения от границ, точность поддержания температуры, характер и скорость изменения температуры и т.д.

В искусственных АК наблюдаем то же самое. Простейшие АК состоят из одной или нескольких систем. И чем сложнее АК, тем больше составляющих его систем. Например, многие геохимические, геофизические эксперименты требуют поддержания температуры на определённом уровне, с допускаемым пределом изменения(разные исследования требуют, в зависимости от поставленной цели, разные рабочие границы, различную погрешность пределов допустимых изменений и т.д.). Таким образом, АК в данном случае должен иметь систему термостабилизации, которая бы стабилизировала температуру в определённом физическом объёме в заданном диапазоне, с заданной погрешностью, с определённой скоростью и дискретностью регулирования, с учётом экстраполированных данных по проводимому исследованию, с возможностью самоперестройки в случае изменения внешних условий или исходных данных, или появления новых задач исследования и т.д.

В тоже время система должна функционировать с определённым запасом надёжности (малой вероятностью отказов), способностью противостоять неблагоприятным внешним и внутренним факторам. Таким образом, система термостабилизации АК состоит из многих подсистем, выполняющих свои текущие задачи:

1) уровень температуры;
2) границы изменения температуры;
3) допускаемые отклонения;
4) точность поддержания температуры;
5) область, в которой поддерживается требуемое значение температуры;
6) скорость регулирования;
7) дискретность регулирования;
8) экстраполяция изменения условий;
9) прогностика процессов;
10) способность к самоорганизации и самоперестройке;
11) самовосстановление (реанимационные процессы) и т.д.

Легко заметить, что расположение в определённом порядке подсистем представляет собой план разработки АК, последовательность этапов проектирования. Например, при исследовании процессов образования планетарного вещества разрабатываются специальные устройства, позволяющие проводить необходимые эксперименты. Сначала они представляли собой простые тигли, в которые помещались необходимые ингредиенты и проводился процесс плавления.

Затем проводилось усложнение эксперимента (и соответствующего оборудования): плавление происходило в специально созданной атмосфере, изменялся режим нагрева, время плавления, характер изменения температурного режима. Для приближения к реальным условиям была разработана специальная система механического воздействия на расплав (тигли с плавящимся веществом подвергались центрифугированию и воздействию ультразвуковых колебаний). Причём параметры механического воздействия также варьировались в широких пределах для получения необходимых результатов. Такой комплекс позволяет определить характер процессов образования планет, формирование их структуры. В рассматриваемом аналитическом комплексе появились новые системы (помимо систем термовоздействия): система центрифугирования, система передачи электрической энергии вращающимся элементам комплекса, система регулирования частоты вращения расплава, система формирования ультразвукового воздействия на расплав, система управления частотой ультразвуковых колебаний, система активного оперативного анализа процесса формирования расплава и т.д.

Все эти системы можно выявить при анализе классификационных групп подобных устройств.

Из всего вышеизложенного можно сделать следующий вывод: разработка АК логически вытекает из классификации АК и их систем по сложности и, по существу, представляет собой процесс перехода и преобразования элементарных, простейших устройств в современные высокоинтеллектуальные научно-исследовательские АК.

СТРУКТУРА АНАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЛЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Зевакин Е.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского Российской Академии наук (ГЕОХИ РАН)

THE STRUCTURE OF ANALITICAL COMPLEXES FOR PHYSICAL AND CHEMICAL RESEARCHES IN SCIENCES ABOUT THE EARTH

Zevakin E.A.
V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry of Russian Academy of sciences (GEOKHI RAS)

Physical, chemical, petrographical researches, analytical analysis of substances, modelling of geochemical processes are manyfactors and manyvariants tasks with wide time spectrum. And so it is necessary the various scientific – research equipment, devices and complexes to solve of this tasks. In spite of variety scientific – research tasks there are common structure of such scieutific – research complexes:

I – Analytical part – main (central) system;

II – Receptive part – various sensors, data units, recivers and etc.;

III – Executive part – mechanical elements, clawes, engines, manipulators, elements of physical and chemical influence.

Физико-химические, геофизические, петрографические исследования, вопросы вещественного анализа геоматериалов и продуктов экспериментальных исследований при анализе микрообъектов и наноматериалов, построение моделей состава и строения планетарных тел, моделирование геохимических процессов являются многофакторными, многовариантными задачами с очень широкими временными и пространственными областями. Естественно, что научно-исследовательское оборудование, разрабатываемые комплексы для вышеупомянутых исследований должны учитывать специфику исследований и проектироваться под конкретно поставленную задачу. Однако, несмотря на огромное разнообразие стоящих перед исследователями задач, соответствующее научное оборудование, аналитические комплексы (АК) имеют единую структуру и, соответственно, единые принципы построения и подходы к проектированию. Структура АК самым непосредственным образом влияет на функциональные возможности АК.

В общем случае АК состоит из трёх основных структурных составляющих:

I. Аналитическая часть – главная (центральная) система (мозг) АК

II. Воспринимающая (чувствительная) часть – всевозможные сенсоры, датчики, приёмники

III. Исполнительная часть – механические элементы (захваты, рычаги, двигатели,

манипуляторы), элементы физико-химического воздействия

Функциональные возможности и качество АК зависят от количества основных структурных составляющих, от их взаимных связей (связи могут осуществляться как непосредственно через активные структурные составляющие, так и через множество вспомогательных составляющих или систем), от цикличности (от количества циклов процессов, происходящих в АК), от физической реализации структурных составляющих.

Особенно важное значение имеет согласование работ всех структурных единиц систем, их упорядоченность, строгое следование приоритетам задач, соблюдение маршрутов поиска данных и алгоритмов. АК не должны ни «зависать», ни зацикливаться.

Все системы должны подвергаться профилактическим и диагностическим операциям, т.е., периодическим обследованиям и, в случае необходимости, соответствующим корректировкам и перестройкам. За всеми этими процессами следит и управляет центральная система (ЦС) АК. В компьютерах эта система называется операционной (ОС). Отличие ЦС АК от ОС компьютера состоит в многофакторности ситуационной обстановки и многовариантности возможных действий АК, в способности к самоорганизации, т.е. к изменению своей структуры для повышения эффективности или возможности выполнения возникающих задач с минимумом затрачиваемых ресурсов.

При решении многих геофизических, геохимических задач, при автономной работе (например, на других планетах), при моделировании природных процессов число факторов, которые необходимо учитывать, число возможных вариантов действий АК может достичь значительных величин. ЦС АК должна учитывать все факторы, прогнозировать возможную обстановку и, в случае необходимости, вырабатывать соответствующие команды на изменение структуры АК (как в аппаратной, так и в программной частях). Например, при исследовании процесса образования планетарного вещества руководствуются гипотезой, согласно которой процесс проходит при высокой температуре и значительном гравитационном воздействии на исходные вещества. Предлагается использование высокоскоростного вращения и сильного нагрева с различными параметрами. Кроме вращения (для имитации гравитационных сил) добавляют ультразвуковые колебания с

широкой вариацией частоты и амплитуды. Добавляются варианты испытуемых веществ, варианты их процентных соотношений. Большая вариантность связана с градиентами температуры, концентрациями исходных веществ. Эксперименты проводятся при различных давлениях, различном состоянии газовой фазы, различных материалов пробирок, содержащих испытуемые вещества. Можно указать и другие изменяемые параметры. Общее число вариантов очень велико. Для реализации всех вариантов потребуется очень много времени, если их проводить вручную. Потребуется перестройка аппаратуры, замена датчиков, программ и т.д. АК же сам, в зависимости от ситуационной обстановки, может изменять свою структуру, параметры, на основе прогностических данных и экстраполяционных вычислений, анализировать процессы, выбирать наиболее эффективные вырианты исследований.

Общая структура АК должна быть настроена таким образом, чтобы была возможность работы АК как многофункционального устройства, как высокоинтеллектуальной системной организации, способной выполнять разнообразную аналитическую работу. Чем больше функций способен выполнять АК, тем больше его ценность как аналитического устройства.

АК при своей работе должен учитывать помимо своих основных задач также и задачи состояния всего комплекса и его отдельных структурных составляющих и элементов, что сравнимо с живым организмом: это соответствующие адекватные реакции на изменение температуры (как внешней, так и внутренней), на колебания давления, влажности, на характер магнитной и радиационной обстановки, а также принимаются во внимание такие факторы, как степень «усталости» материалов, из которых изготовлен АК, имеющиеся ресурсы (материальные, энергетические, программные), влияние экстраполированных факторов и событий (которые ещё не наступили, но с определённой вероятностью могут возникнуть), защита от неблагоприятных сочетаний вышеперечисленных факторов, способность к самовосстановлению, самоорганизации, живучесть.

Центральная система АК сохраняет некий практически неизменный объём (как мозг человека), а чувствительные элементы (датчики, сенсоры, воспринимающие системы) распределены в пространстве как в непосредственной близости от ЦС, так и на различных, меняющихся во времени, расстояниях. Расположение элементов воспринимающей части Ак постоянно изменяется как в зависимости от поставленной центральной системой задачи, так и от внешних и внутренних условий.

Исполнительные механизмы также могут менять своё расположение во времени и пространстве. Причём, следует различать как формальный объём, распределённый в пространстве, так и виртуальные размеры АК (сюда помимо рассматриваемых размеров входит и протяженность пространств, в пределах которых действует АК). Это как бы виртуальный размер аналитического комплекса в данный момент времени. Способность работы АК в значительных пространственных объёмах можно характеризовать коэффициентом пространственной эффективности АК:

$$К_{пэ}=V_{факт.} / V_{вирт.} ,$$

где $V_{факт.}$ – фактический объём пространства, в котором функционирует АК в данный момент времени, $V_{вирт.}$ – максимально возможный пространственный объём, в котором может функционировать АК.

Вопрос о количестве датчиков (сенсоров) очень важен с точки зрения эффективности работы АК, т.е., работы с высокой точностью, достоверностью результатов аналитической работы. С одной стороны, количество датчиков должно быть очень большим, т.к., в основном, изучаемые параметры разбросаны в больших пространственных объёмах. С другой стороны, повышается сложность приёма и обработки информации. Но нужно идти на это. При числе датчиков, стремящемся к бесконечно большому числу имеем идеальный случай. Сами датчики при собственном малом объёме могут предоставлять необходимую информацию из очень больших пространственных объёмов. Для большей достоверности проводимых исследований общее количество датчиков в заданной области пространства можно представить в виде поля датчиков и, пользуясь характеристиками полей, рассматривать взаимодействие поля датчиков и полей исследуемых параметров.

ЧУВСТВИТЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ: СТРУКТУРА, ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ, ПРОЕКТИРОВАНИЕ

Зевакин Е.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского Российской Академии наук (ГЕОХИ РАН)

THE SENSITIVE ELEMENTS OF ANALYTICAL COMPLEXES: STRUCTURE, FUNCTIONING, DEIGNING

Zevakin E.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry of Russian Academy of sciences (GEOKHI RAS)

When carring out the scientific and technical researches, experiments in different fields of science (physico-chemical researches, works in field of geodynamics, determination of genetic questions, cosmic researches, nanotechnology etc.) widely using special equipment – analytical complexes. The sensitive part of analytical complex is important element, which providing connection with external information field. For high – effective functioning of the high – intellectual analytical complex its sensitive part must to contain next systems: filter, sensory, priority, treatment of information, prognostication, connection, diagnostic.

При проведении научно-технических исследований, экспериментов в различных областях науки (это физико-химические исследования, работы в области геодинамики, космохимии, исследования внеземного вещества и методов интерпретации, решение генетических вопросов, проблемы микрообъектов и наноматериалов, разработка новейших технологических процессов в различных областях промышленности и т.д.) широко используются специально разрабатываемые устройства – аналитические комплексы (АК), разработка и совершенствование которых проводится параллельно с постановкой научно-технических проблем. Как и всякое структурное образование (искусственное – научно-технологическое оборудование, естественное – от простейших одноклеточных до живых существ со сложнейшей биоструктурой), АК содержит в своей структуре три основных группы элементов: аналитическую, чувствительную и исполнительную.

Чувствительная часть АК является важнейшим элементом его структуры. Именно чувствительная (сенсорная) система АК связывает его с внешним миром, позволяет определять собственное функциональное состояние, адекватно реагировать на динамику внешних и внутренних процессов.

Физически чувствительная часть современного АК – совокупность датчиков, сенсоров, образующих систему. Элементы этой системы взаимосвязаны, взаимозависимы, соответствуют правилам взаимозаменяемости и универсализации. В общем случае алгоритм функционирования чувствительной части АК представлен на (Рис. 1).

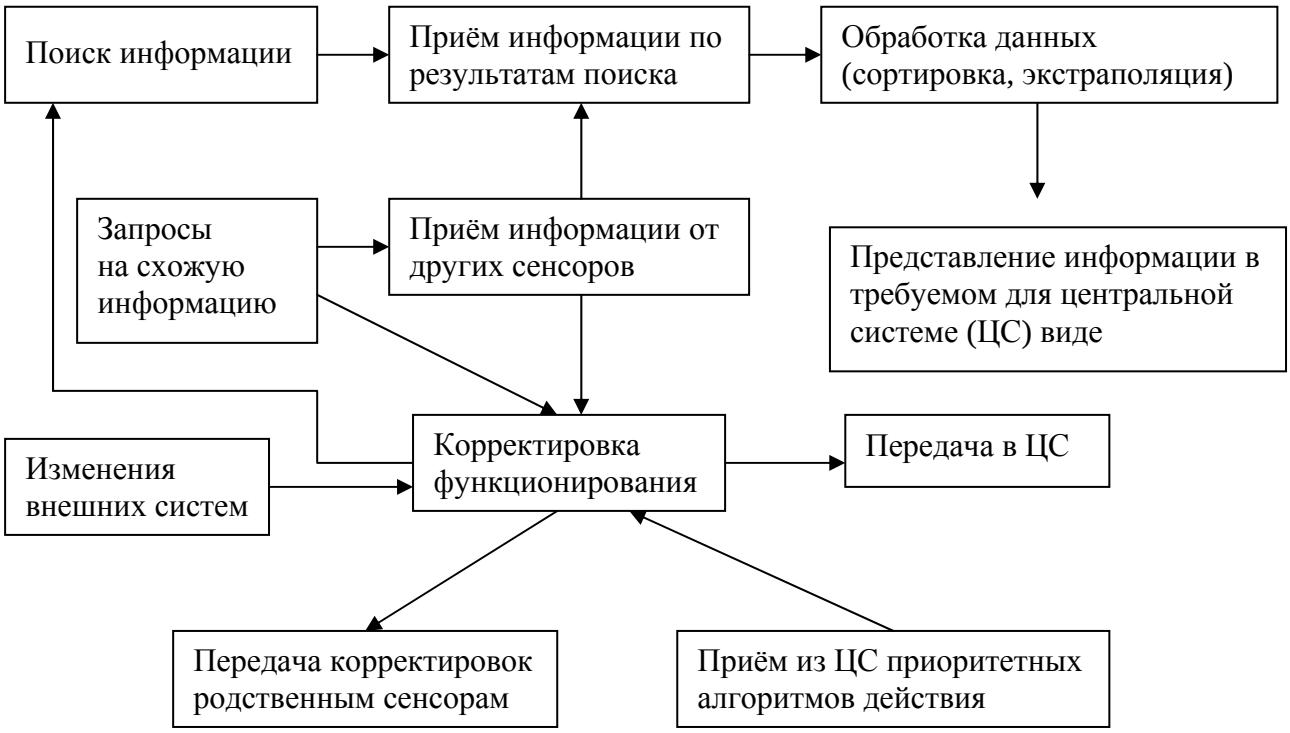


Рис. 1. Алгоритм функционирования чувствительной части АК

Датчики, сенсоры, чувствительные элементы – основная, неотъемлемая часть АК. Эта чувствительная часть АК представляет собой систему, которую, по аналогии с живым организмом, можно назвать рецепторной системой.

По своей физической природе рецепторы АК весьма разнообразны, действия их основаны на различных процессах: механических, физических, химических, электромеханических, радиационных, биомеханических, биофизических, биофизических и т.п. В перспективе их строение должно приближаться к структуре сенсоров человека, когда процесс определения информации происходит на уровне молекул, атомов (процесс создания таких сенсоров возможен только с использованием нанотехнологий и наноструктур).

Ввиду того, что обстановка, процессы как во вне АК, так и внутри АК непрерывно меняются во времени и пространстве, а

пространства эти часто очень значительны по объёму, напрашивается мысль о необходимости наличия значительного количества сенсоров (рецепторов), распределённых в этих пространствах для получения более достоверной информации, что значительно повышает качество работы АК. В идеальных случаях должны существовать (самоорганизовываться) поля датчиков (сенсорные или рецепторные поля), причём физически они (датчики, сенсоры) должны быть минимальными по размерам. Для повышения достоверности необходимо проведение перекрёстного определения информации (одна и та же информация определяется разными методами).

На границе АК и внешней среды, условно говоря, имеем поле информации и поле рецепторов (Рис. 2). Поле рецепторов должно «опознать» информационное поле и передать результат в ЦС.

Рис. 2 Взаимодействие информационного поля и поля рецепторов

Под термином «опознание» здесь понимается следующее: каждый элемент рецепторного поля должен:

а) войти в исследуемое информационное;

б) найти «свой» информационный элемент;

в) сосчитать параметры этого элемента;

г) представить найденные параметры в виде, удобном для ЦС АК.

Ввиду того, что информация в информационном поле различна, а каждый рецептор способен воспринимать лишь «свой» узкий спектр данных, возникает необходимость в специальных фильтрах, которыми были бы оснащены рецепторы. Т.е., на входе любого рецептора присутствует фильтр, пропускающий только тот вид информации, который может обработать данный рецептор.

Следующей проблемой для рецепторов является необходимость сканирования всего информационного поля с целью определения

«родственного» элемента для конкретного рецептора. Тут возможны варианты:

1. каждый рецептор рецепторного поля сканирует область перекрытия двух взаимодействующих полей – сканирование информационного поля происходит секторами: рецепторное поле с определённой скоростью «наползает» на информационное поле до тех пор, пока полностью не перекроет его;
2. каждый рецептор рецепторного поля исследует каждый элемент информационного поля, сканируя его от первого до последнего элемента. В этом случае поля не перекрывают друг друга.

Какой вариант является наиболее оптимальным? Если информационное поле велико, т.е., количество его элементов можно считать бесконечным по отношению к рецепторному, то лучше использовать вариант (1), т.к. в этом случае структура рецепторов значительно проще, ибо предназначена на считывание информации с ограниченного числа информационных элементов, т.е., тех элементов, которые попадают в рассматриваемый сектор.

Если же информационное поле невелико, то лучше использовать второй вариант, когда каждый рецептор рецепторного поля сканирует каждый элемент информационного поля.

Возможен вариант повышения эффективности функционирования чувствительной части АК за счёт наделения каждого рецептора несколькими подрецепторами, настроенными на определение конкретного параметра информационного поля. Если какой-либо рецептор имеет «n» подрецепторов, то эффективность его функционирования повышается в «n» раз, т.к. в каждом цикле сканирования он способен определить в «n» раз больше искомых параметров. Но, соответственно, увеличивается и сложность его структуры. В данном случае для предотвращения дублирования одних и тех же работ несколькими датчиками необходима организация связи между ними, благодаря которой каждый рецептор будет «знать» состояние всех остальных рецепторов. Связь эта может быть организована непосредственно между рецепторами (в этом случае усложняется структура каждого рецептора), либо через ЦС или её подсистемы (в этом случае структура рецепторов упрощается, но идёт усложнение ЦС АК). Здесь необходим разумный компромисс между сложностью, надёжностью и эффективностью чувствительной части АК. При работе чувствительной части должно быть предусмотрено взаимное дублирование функций сенсоров на случай выхода из строя некоторых из них. Если рецептор имеет сложную структуру (состоит

из нескольких подрецепторов), то он обязательно должен иметь в своей структуре компаратор приоритетов исследуемых параметров информационного поля. Это позволит снизить ресурсное требование рецептора, т.к. в этом случае рецептор работает лишь на исследование приоритетных параметров, тем самым, снижая нагрузку на ЦС.

Исходя из вышеизложенного можно указать основные системы чувствительной части АК:

1. Система фильтрации информационных параметров;
2. Сенсорная система для приёма исследуемых параметров элементов информационного поля;
3. Система определения приоритетов исследуемых параметров элементов информационного поля (определяет последовательность или очерёдность обработки принятой информации);
4. Система обработки информации (аналитическая часть сенсора) определяет необходимые параметры и характеристики принятой информации;
5. Система прогностики предсказывает с определённой вероятностью изменения исследуемых информационных элементов, производит их экстраполяцию и передаёт полученные результаты в систему определения приоритетов и в ЦС АК;
6. Система связи обеспечивает связь между структурами чувствительной части и с другими системами АК;
7. Система самодиагностики непрерывно сканирует все элементы чувствительной части на наличие неполадок, вероятных неисправностей и предпринимает меры по их предупреждению и ликвидации.

Внимательно рассмотрев функционирование и структуру чувствительной части, можно представить её в виде трёх главных систем: Рецепторной, аналитической и исполнительной. Таким образом, структура чувствительной части повторяет структуру всего АК.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ (на примере Пограничного месторождении флюорита в Приморье).

Иволга Е.Г.
Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
ivolga@itig.as.khb.ru

APPLICATION OF PETROPHYSICS TO MAPPING OF ORE BODIES (exemplified from the Pogranichny fluorite deposit, Primorye).

Ivolga E.G.
Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia
ivolga@itig.as.khb.ru.

The results of experimental petrophysical studies of the Pogranichny fluorite deposit are presented. Density and magnetic susceptibility characteristics of core samples are obtained. It has been proven that rank correlation plots of these characteristics reflect a degree of hydrothermal and metasomatic recycling of associated rocks during mineralization. It facilitates an operative distinguishing of the ore bodies during prospecting.

Метасоматические процессы, сопутствующие рудогенезу, оказывают значительное влияние на закономерности возникновения и локализации рудных концентраций. Они маркируют рудоносные структуры и занимают определенное положение в структуре рудных полей. Петрофизические исследования могут оказать существенную помощь при их выделении, поскольку породы зон метасоматических изменений отличаются по своим физическим свойствам от неизмененных пород [4]. Выделение таких зон позволяет оперативно определиться с направлением горно-геологоразведочных работ при оценке рудных тел на месторождении, тем самым увеличивая рудный потенциал последних. В качестве ведущих петрофизических характеристик для этих целей использовалась плотность и магнитная восприимчивость на основе изучения их корреляционных связей методом ранговой корреляции по методике М.И. и В.И. Пахомовых [1].

Актуальность этих исследований в Вознесенском рудном районе определяется возможностью оперативной оценки дешевым способом масштабов грейзенизации и сопутствующей флюоритизации.

Пограничное месторождение находится в пределах Вознесенского рудного района в Приморье. Вознесенский рудный район расположен в юго-западной части Ханкайского массива (эпиконтинентального супертеррейна [2,5] Основание террейна сложено рифейскими и нижнепалеозойскими терригенными ($Є_1$), терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями. Он неоднократно подвергался сложным тектоно-магматическим преобразованиям: раннепалеозойский сводово-глыбовый орогенный этап сопровождался гранитообразованием (O-S-вознесенский комплекс), средне-позднепалеозойский коллизионный - характеризуется широким по составу диапазоном интрузивно-вулканогенных образований («гибридный» габбро-диорит-сиенитовый, гранитоидные гродековский и раковский комплексы), а мезо-кайнозойский плитный составляет субплатформенный чехол [5].

В пределах ВРР выявлен широкий спектр эндогенной минерализации: Sn, Ta, Nb, Zn, Fe, F, но ведущей является редкометалльно-флюоритовая. Предполагаемый генезис оруденения контактово-метасоматический [3]. Рудное поле флюоритовой минерализации приурочено к синклинальной структуре и включает следующие месторождения и рудопроявлении флюорита: Вознесенское, Пограничное (разрабатываемые месторождения), Лагерное, Овражное, Долинное. Позиция месторождений определяется приуроченностью к пересечениям выступов гранитного интрузива вознесенского комплекса с поперечными северо-восточными нарушениями. Положение слюдисто-флюоритового оруденения контролируется контактом гранитного массива с известняками и контактом известняков с перекрывающими их сланцами. Флюоритовые руды представлены двумя типами редкометалльно-флюоритовой формации: Первый – это слюдисто-флюоритовые руды, образовавшиеся в результате метасоматического замещения известняков, представляют собой апокарбонатные грейзены. Второй – это топаз-флюоритовые грейзены в апикальной части гранитного массива.

Цель настоящих исследований – изучить возможность петрофизического картирования зон апокарбонатных грейзенов в пределах флюоритовых месторождений Вознесенского рудного поля.

Методика исследований. По поперечному профилю IV пересекающему Пограничное месторождение осуществлен отбор образцов по скважинам с интервалом 2м (более 3000), по которым измерены плотность (ρ) и магнитная восприимчивость (χ). По результатам измерений построены графики указанных параметров

по скважинам и разрезы в целом по профилю. По скважинам просчитан коэффициент ранговой корреляции по Спирману.

Результаты исследований. Выполненные исследования показали, что плотность осадочно-метаморфических образований изменяется от 2.70 г/см^3 (здесь и далее) до 3.1. Это в целом согласуется с полученными ранее характеристиками пород для Вознесенского рудного поля. Неизмененные (нерудные) известняки имеют плотность 2.70, плотность флюоритизированных известняков повышается до 2.80, а флюоритовые руды 2.92 - 3.14. Таким образом, увеличение содержания флюорита ведет к существенному повышению плотности. Эта закономерность четко отражается и на разрезе плотности, где ареал рудоносности оконтуривается изолинией 2.80. Плотность сланцев коваленковской свиты на западном фланге профиля соизмерима с плотностью неизмененных известняков (2.72-2.74), хотя в целом для региона она существенно меньше 2.57-2.64

Плотность гранитов в пределах разреза в целом изменяется от 2.62 до 2.76. Минимальная плотность характерна для слабо измененных альбитизированных гранитов, а максимальная – для топаз-флюоритизированных гранитов. Плотность гранитов вознесенского комплекса на месторождении выше, чем в целом для района, где она изменяется 2.54-2.62. Процесс грейзенизации приводит к существенному ее увеличению

По магнитным свойствам породы месторождения в целом немагнитны. Процесс флюоритизации магнитную восприимчивость известняков не изменяет. Рудные и безрудные интервалы характеризуются магнитной восприимчивостью χ = 2-10*10^{-5}СИ (здесь и далее).

Сравнительный анализ изменения физических характеристик для района в целом и для месторождения показывает, что процессы гидротермально-метасоматических изменений на месторождении приводят к повышению плотности, а очагово и магнитной воспримчивости. По сравнению с неизмененными породами меняется их характер распределения. Кривые рапределения имеют правую ассиметрию (область высоких значений) и размытую область модальных значений.

Графики ранговой корреляции показывают, что в целом область отрицательной корреляции плотности и магнитной восприимчивости соответствует грейзенизированным горным породам, в пределах которых развиты флюоритовые руды, а области прямой корреляции соответствуют неизмененным горным породам. Это в целом подтверждает, выявленную ранее аналогичную закономерность в других рудных районах Приморья [1]. Особенно четко такая

зависимость проявилась в пределах главного рудного тела. Однако здесь в области отрицательной корреляции (скв.923-скв.929) выделилась зона и прямой корреляции, обусловленная пропластком нерудных известняков, который отмечен скв.923, 922. Сложная морфология верхнего рудного тела выделилась единой областью отрицательной корреляции, т.е. разрешающая способность метода не позволяет более дробного деления. Заслуживают специального изучения области отрицательной корреляции, выделившиеся на западном фланге месторождения на границе известняков волкушинской и сланцев коваленковской свит. Геологический разрез по скважинам не отражает здесь наличие зоны метосоматических изменений. В то же время здесь имеется две области отрицательной корреляции вероятнее всего это зоны метосоматических изменений образовавшиеся в результате внедрения пострудных даек в известняки и сланцы. Исходя из того, что она сопровождается повышение плотности, в пределах известняков возможна и их флюоритизация. Полученный результат указывает на необходимость специального доизучения и оценки указанной области с позиции расширения ее перспектив.

Выводы.

1) Опробованная методика изучения корреляции плотности и магнитной восприимчивости в пределах рудного поля показала свою эффективность. Это дешевый инструмент оперативного выделения зон метасоматических изменений.

2) Сопровождение разведочных работ детальными петрофизическими исследованиями данного комплекса, позволяет получить дополнительную информацию для их корректировки.

ЛИТЕРАТУРА

1. М.И. Пахомов, В.И. Пахомов Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. // Москва, Недра, 1988, 153с.
2. Петрищевский А.М. Глубинные структуры Вознесенского флюоритоносного района. // Владивосток, Дальнаука, 2002.103 с.
3. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. // Флюорит Приморья. М., Недра,1992.155с.
4. Софронов А.А. Использование плотности и магнитной восприимчивости при изучении метасоматических процессов. / -В кн: Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты, 1977, с. 56-57.
5. 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.

О ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ВАРИАЦИЯХ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Ильченко В.Л.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты,
vadim@geoksc.apatity.ru

SPATIAL VARIATIONS OF ELASTIC ANISOTROPY OF ROCKS IN THE UPPER PART OF THE LITHOSPHERE

Il'chenko V.L.
Geological Institute of Kola SC RAS

Data on variations of spatial distribution of elastic properties anisotropy of the Kola Superdeep borehole (KSDB) core obtained during last years and samples of rocks – analogues of the KSDB core collected from the surface along the straight sections have been analyzed. Distribution of variations of the core elastic properties anisotropy (along the borehole) and of samples-analogues (along the sections) is wave-shaped which suggests a certain wave control of this distribution. On the base of the fact that elastic anisotropy of rocks is a consequence of their stress-deformed state the conclusion was done that geodynamic processes in the lithosphere are wave controlled.

Широкомасштабные исследования анизотропии упругих свойств пород начались в Геологическом институте Кольского НЦ РАН после изобретения методики акустополярископии (аналог поляризационного оптического метода) и проводились они, главным образом, на керне Кольской (СГ-3) и некоторых других глубоких скважин [1], в результате чего были установлены существенные вариации в значениях упругой анизотропии керна по вертикали. Оказалось, что каротажные графики кавернограмм (вариации диаметра скважины по вертикали, или объём вывалов пород из стенок скважины) повторяют кривые распределения значений показателей анизотропии, а образцы керна из аварийно-опасных участков отличаются максимальными значениями этих показателей [1]. Иначе говоря, распределение показателей упругой анизотропии керна прямо связано с пространственными вариациями напряженно-деформированного состояния горного массива и вызвано разгрузкой от влияния напряжений – тектоно-кессонным эффектом или дилатансией [2]. Установлено также, что проявление дилатансии как в керне, так и в стенках скважины не имеет прямой зависимости от глубины [3], а высота столбиков керна (из архейской части разреза) отличается вариациями с тенденцией к сокращению с глубиной по закону затухающего колебания [4]. Сходные факты о

распределениях по разрезу напряжений и анизотропии упругих свойств керна имеют место в научных работах по глубокой Немецкой (КТВ) и Финской (ODB) скважинам.

Более детальное изучение анизотропии керна СГ-3 показало, что глубинные интервалы с максимальными размерам вывалов являются тектоническими зонами. Эти зоны локализованы на глубинах: 1.7-1.9 км (сдвиг с внедрением базитов с медно-никелевым оруденением) [5], 4.43-6.84 км – зона Лучломпольского разлома (здесь в породах широко развиты катаклаз и мигматизация) [6]. В приграничной зоне между архейским фундаментом и протерозойским комплексом (~6.84 км) размеры вывалов и показатели анизотропии максимальны. Ниже, до глубины ~9.45 км эти показатели монотонно снижаются. Глубже ~9.45 км и до забоя (12.261 км) объёмы вывалов и показатели анизотропии резко возрастают до значений, типичных для интервала 4.43-6.84 км. Породы интервала 9.45-12.26 км обладают пониженной прочностью: при бурении здесь отмечены аномально высокие скорости проходки, обусловленные, по-видимому, суперпозицией полей напряжений [7].

В общем, разрез СГ-3 в первом приближении представляет собой пачку из четырёх тектонических пластин, сходных по мощности (~2.6 км) которые также расслоены на более мелкие чешуи), перекрытую сверху пластиной мощностью ~1.8 км. Схожие черты строения этих тектонических пластин дают основание предполагать, что расслоение возникло в результате событий, подготовленных под контролем сил (силового поля), сопоставимых по консервативности и длительности воздействия с фундаментальными законами Природы.

Затем было проведено сравнение физических свойств керна СГ-3 [8] и его пород-аналогов с поверхности.

Для керна СГ-3 из зоны Лучломпольского разлома и пород-аналогов с поверхности (отобранных по пройденному поперёк зоны разлома профилю) [9], в проявлении напряженно-деформированного состояния (вывалы, анизотропия керна) в скважине и по профилю (анизотропия) общим также является волнообразное распределение вариаций анизотропии упругих свойств. Различие состоит лишь в том, что на поверхности волна вариаций анизотропии «затухает» по мере сокращения мощности надвинутого тектонического клина.

Исследование анизотропии упругих свойств образцов, отобранных с интервалом 200 м по пройденному субширотно через два смежных геоблока архейского возраста из обрамления Печенгской структуры 22-километровому профилю, показало, что, во-первых, волнообразное распределение показателей анизотропии

упругих свойств пород вдоль профиля индивидуально для каждого геоблока, откуда также следует, что силовое воздействие на породы каждого геоблока избирательно и консервативно; во-вторых, величина показателя анизотропии упругих свойств обратно пропорциональна высоте точки отбора образца (над уровнем моря). Чем выше степень анизотропии, тем больше в породе деформаций и, соответственно, тем легче она разрушается.

Обобщение и выводы. На основании достаточно большого числа систематических наблюдений и измерений упругой анизотропии образцов керна и горных пород с поверхности, ранее уже был сделан вывод, что как в недрах горных массивов, так и на поверхности вариации их анизотропии упругих свойств подчиняются одним и тем же закономерностям. Закономерности эти таковы, что: 1) каждый геоблок обладает уникальным распределением пространственных вариаций показателей анизотропии упругих свойств пород и 2) это распределение, в большинстве случаев, описывается графиками, которые имеют вид гармонических колебаний, как для керна, так и для образцов, отобранных по профилям с поверхности. Волнообразное распределение анизотропии упругих свойств в горных массивах даёт повод предполагать наличие некоего колебательного процесса и, по-видимому, обусловлено автоколебательной динамикой литосферных блоков. Консервативность волнового воздействия предполагает, что волновые автоколебательные системы в геоблоках представляют собой поля стоячих волн. Этой же консервативностью объясняются ситуации геодинамической «унаследованности» вроде появления «новых» геологических структур на месте «старых».

Идея о волновом контроле над геодинамическими процессами не противоречит законам природы и наглядно доказана экспериментом Э.Ф.Ф.Хладни (описан в 1787 году) с получением т.н. «фигур Хладни». В этих фигурах происходит визуализация узлов и пучностей стоячей волны, возбуждаемой в плоской мембране. Общий рисунок фигур зависит от формы пластины, положения опор и частоты вибрации [10]. Системы стоячих волн могут возникать почти в любом ограниченном непустом пространстве при условии постоянной энергетической подпитки извне. В качестве такого энергетического источника для поддержания волновых полей в литосфере могут быть рассмотрены, к примеру, приливные волны.

Строение разреза СГ-3, разбитого на четыре близких по мощности тектонических пластины (мощность (1.8 км) верхней (пятой) пластины может быть объяснена более поздней денудацией) позволяет сделать некоторые предварительные

выводы: 1) тектоническое расслоение верхней части литосферы на близкие по мощности пластины есть геодинамический процесс, протекающий под контролем литосферного волнового поля; 2) каждый литосферный блок, в той или иной мере, является колебательной системой (аналогом резонатора с низкой добротностью) и вся динамика его внутренних процессов также контролируется волновым полем.

А поскольку нет двух одинаковых геоблоков, то нет и одинаковых волновых полей, под контролем которых могут возникать вариации пространственного распределения в породах различных физических (в т.ч. упругих) свойств.

Возможно, для диагностики волновых полей отдельных геоблоков будут полезны сведения о пространственных вариациях показателей анизотропии упругих свойств горных пород. Методически, основа такого рода диагностики, может представлять собой что-то вроде спектрального анализа.

Полагая, что под волновым контролем находятся не только вариации напряженно-деформированного состояния литосферы, которое само по себе контролирует динамику физических процессов, пространственных миграций флюидов (газообразные и жидкие формы углеводородов, водные растворы минеральных солей), то диагностика волновых полей литосферных блоков может быть востребована изыскателями, занятыми в разных направлениях наук о Земле.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00100.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. // Апатиты. Кольский НЦ РАН, 1995. 204 с.
2. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбацевич Ф.Ф. и др. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явление дезинтеграции), геодинамические следствия. / В кн. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты, 1992, с.136-144.
3. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. - М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. – 260 с.
4. Горбацевич Ф.Ф. Определение величин скорости распространения упругих волн в анизотропных образцах малых размеров. Методич. рекомендации. – Апатиты. Изд-во КНЦ РАН, 1997, 26 с.
5. Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П. Геодинамическая обстановка в интервале 1.7-1.9 км Кольской сверхглубокой скважины. //Геоэкология. Инженерная геология.

Гидрогеология. Геокриология. №1, 2000, с.70-77.
6. Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Анизотропия упругих свойств керна и состояние пород околоствольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. №3, 2005, с.1-11.
7. Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7-11.4 км. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. №3, 1999, с.151-159.
8. Ильченко В.Л. О плотностных и упруго-анизотропных свойствах пород Кольской сверхглубокой скважины и их поверхностных гомологов. // Вестник МГТУ, т.10, №2, 2007, с.251-255.
9. Ильченко В.Л. О результатах изучения анизотропии упругих свойств горных пород из зоны Лучломпольского разлома (Печенгский район, Кольский полуостров). // Физика Земли. 2009, №3, с.64-72.
10. Большая энциклопедия: в 62 томах. Т.56.- М.:ТЕРРА, 2006. С.304.

О ЗЕРКАЛЬНОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ УПРУГОЙ СИММЕТРИИ В СИСТЕМЕ «КСЕНОЛИТ – ВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»

Ильченко В.Л.
Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты
vadim@geoksc.apatity.ru

MIRRORITY OF ELASTIC SIMMETRY ELEMENTS IN “XENOLITH – HOST ROCK” SYSTEM

Il’chenko V.L.
Geological Institute of Kola SC RAS
vadim@geoksc.apatity.ru

An effect of mirror symmetry between space position of elastic symmetry elements of xenoliths and adjacent host rocks have been established by comparison of their elastic properties. That testifies to controlling dynamic influence of xenolith on formation of host rock elastic properties during rock cooling and crystallization.

Введение. Современная геологическая наука не уделяет особого внимания изучению ксенолитов «не мантийной природы». На самом же деле такие ксенолиты, в особенности, рудоносные, должны

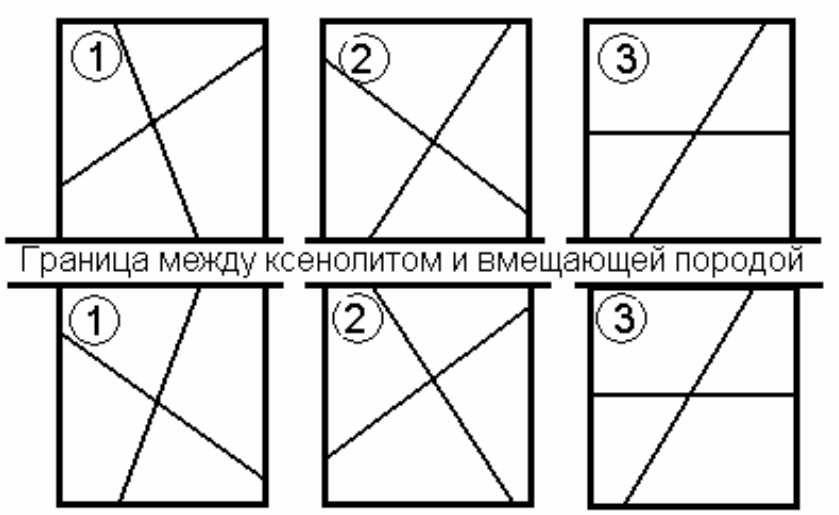
рассматриваться как поисковый признак [1]. Для этого необходимо найти способ определения в пространстве точки захвата ксенолита. Этот способ, в идеале, можно свести к построению эволюционной модели системы «ксенолит – вмещающая порода» (далее в тексте «К-ВП». Данные о вариациях упругих свойств компонентов системы могут иметь практическое значение для создания такой модели.

Методика. Ориентированные образцы коренных пород отбирали попарно: «К-ВП». Из штуфов выпиливали кубики (прямоугольные параллелепипеды) с размером ребра ~30-35 мм. Образцы изучали методом акустополярископии (ультразвуковой аналог оптического поляризационного) [2]. Затем, по результатам акустополярископии строили круговые диаграммы – акустополяриграммы - отражающие вариации затухания амплитуды зондирующего ультразвукового сигнала по мере полного поворота образца вокруг направления прозвучивания. По диаграммам определяли положение элементов упругой симметрии в образце. Затем, с учётом элементов упругой симметрии, измеряли время прохождения сигнала и вычисляли скорости распространения поперечных (V_s) и продольных (V_p) волн, которые использовали для вычисления коэффициентов - **A** для V_p, **B** для V_s - анизотропии упругих свойств и определяли положение главной плоскости упругой симметрии образцов. Плотность пород определяли методом Архимеда.

Результаты. Из полученных данных следует, что в большинстве случаев показатели анизотропии упругих свойств (A, B) ксенолитов превышают аналогичные показатели вмещающих пород. По плотности ксенолиты и вмещающие породы изученной коллекции различаются незначительно.

Парным сравнением пространственного положения элементов упругой симметрии системы «К-ВП» установлено следующее (см. рисунок). В большинстве случаев, в 2-х из 3-х одноименных направлений (парах граней) образцов наблюдается эффект зеркальной симметрии [3] или двойной инверсионной оси (напр. 1 и 2, рис.), выраженный в положении проекций элементов упругой симметрии на одноименных гранях.

Как правило, положения проекций элементов упругой симметрии пар «К-ВП» совпадают (напр. 3, рис.) на одноименных гранях в одном из направлений. Элементы упругой симметрии ксенолита и вмещающей породы совпадают также с положением двойной инверсионной оси, расположенной нормально или субнормально к поверхности корки закаливания ксенолита (на рисунке двойная инверсионная ось проходит в напр. 3).



Типичное положение проекций элементов упругой симметрии (тонкие скрещенные линии) в парах «К-ВП». В кружках – номера граней (направления прозвучивания).

Пространственные ориентировки главных плоскостей упругой симметрии в парах «К-ВП» сильно различаются, совпадение установлено лишь в одном случае из 20.

Помимо пар «К-ВП» были изучены 2 одинаково ориентированных образца, которые были выпилены из одного габбро-анортозитового штуфа (между ними 2-3 см). Значения показателей анизотропии и плотности образцов оказались весьма близки, но ориентировки их главных плоскостей упругой симметрии различались существенно.

Обсуждение. Зеркальность элементов упругой симметрии горных пород в системе «К-ВП», ранее никем не фиксировалась и, по-видимому, нуждается хотя бы в каком-нибудь объяснении.

В рассматриваемой ситуации, когда лишённым определенной структуры расплавом захватывается ксенолит, который является твёрдым телом и, скорее всего, обладает анизотропией упругих свойств, логичным будет предположить, что во вмещающей породе нашли зеркальное отражение упругие характеристики ксенолита. Наиболее вероятным агентом силового воздействия, в такой ситуации, будут выступать генерируемые остывающим ксенолитом упругие колебания. Это предположение справедливо, поскольку все нагретые тела, остывая, проявляют акустическую эмиссию (АЭ). Так выключение нагревательного прибора (утюга, паяльника и т.д.) сопровождается АЭ - ритмичными щелчками. Таким образом, контролирующая формирование структуры (и упругой симметрии) окружающей среды АЭ ксенолита могла продолжаться с момента нагревания его до температуры расплава до полного остывания.

В работе [4] предложена теоретическая модель акустического эффекта кристаллизации (АЭК), базирующаяся на представлении о

скачкообразном характере появления или исчезновения макрослоев и макрообластей на растущей (или плавящейся) поверхности. Согласно этой модели, картина колебаний в основных чертах воспроизводит форму наблюдаемых в экспериментах сигналов, где частота колебаний жидкости (расплава) определяется частотой возникновения скачков на фронте кристаллизации. Другой механизм возникновения АЭК основан на возможном усилении волн, распространяющихся в жидкости и в кристалле при движении границы их раздела [5].

В работе [6], посвященной рассмотрению роли различных физических неформальных аргументов, используемых при выводе геометрического закона преломления на границе двух сред, автор, в итоге, приходит к выводу, что в приграничных условиях, в периодически неоднородной среде не может быть бегущих волн. Здесь все волны стоячие.

Рассматривая ксенолит как источник колебаний в периодически неоднородной окружающей среде, в соответствии со сказанным выше, можно прийти к выводу, что генерируемые ксенолитом упругие волны трансформируются в пакеты стоячих волн. При этом генерируемые ксенолитом колебания могут быть поляризованными (в соответствии с пространственным положением его элементов упругой симметрии). Остывание и кристаллизация расплава в поле действия окружающей ксенолит системы стоячих волн, хранящих в своей конфигурации «память» о пространственных ориентировках элементов упругой симметрии ксенолита, может приводить к возникновению в новообразованной породе симметрии, зеркально отражающей элементы упругой симметрии ксенолита.

Выводы. Зеркальность расположения в пространстве элементов упругой симметрии в системе «К-ВП» обусловлена волновым контролирующим воздействием ксенолита на вмещающую среду. Колебания остывающего ксенолита создают в ближайшем его окружении систему (пакеты) стоячих волн, по-видимому, способных переносить информацию о пространственном положении его элементов упругой симметрии, что находит своё отражение в структуре новообразованной породы, зеркально наследующей геометрию элементов упругой симметрии ксенолита.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №-07-05-00100.

Литература

1. Ильченко В.Л. Петрофизические особенности нижнего расслоенного горизонта Панского массива (Кольский полуостров). /Связь поверхностных структур земной коры с глубинными.

Материалы 14-й международной конференции. Петрозаводск. 2008. Изд-во Карельского НЦ РАН. Часть 1. С.233-236.
2. Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л. и др. «Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ». //Физика Земли, 2002, №7, с.46-55.
3. Шубников А.В., Копцик В.А. Симметрия в науке и искусстве. Издание 2-е, переработанное и дополненное - М.: «Наука», 1972. - 340 с.
4. Жекамухов М.К., Шокаров Х.Б. О механизме возникновения акустической эмиссии при кристаллизации и плавлении вещества. I часть. //Инженерно-физический журнал. Минск. 2000, т. 73, №-5, с. 1064-1072.
5. Жекамухов М.К., Шокаров Х.Б. О механизме возникновения акустической эмиссии при кристаллизации и плавлении вещества. II часть. //Инженерно-физический журнал. Минск. 2000, т. 73, №-5, с. 1073-1079.
6. Раутиан С.Г. Об отражении и преломлении на границе среды с отрицательной групповой скоростью. //Успехи физических наук. 2008. Т. 178, №10, с. 1017-1024.

АЛМАЗООБРАЗОВАНИЕ В КАРБОНАТ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ

Каржавин В.К.
Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты
karzhavin@geoksc.apatity.ru

DIAMOND GENESIS IN CARBONATE-ALKALINE ROCKS

Karzhavin V.K.
Geological Institute of Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia
karzhavin@geoksc.apatity.ru

Possibility diamond genesis in a carbonate-alkaline rocks is shown. It is established that formation of diamonds and carbon from carbonates probably at rather low sizes of pressure, temperatures and regenerative conditions of environment in the conditions of nonequalibrium in system.

Экспериментально установлено, что образование углеродсодержащих веществ (и алмаза), согласно многочисленным механизмам, возможно в широком диапазоне термодинамических параметров: давления и температуры - от 10^{-7} до 10^{6} бар и от 20 до 4000 °С [1], взрывных (детонационных) алмазов при давлении до 150000 бар [2]. Напротив, газофазный синтез алмазов имеет

несколько иные параметры давления: от 10^{-3} до 2500 бар в интервале температур 600 – 2500 °С [3].

Результаты экспериментальных работ последних лет подтвердили возможность синтеза микроалмазов и роста алмазов за счет углерода карбонатов в присутствии некоторых оксидов [4]. Данный факт обусловил интерес исследователей о необходимости изучения проблемы возможного алмазообразования за счет эволюции карбонат-силикатных, флюидно-карбонатитовых и щелочно-карбонатных многокомпонентных систем. Детальное исследование термодинамических и физико-химических условий развития постмагматического минералообразования в таких сложных природных образованиях, при участии флюида различного состава, позволит также установить последовательность формирования рудных и породообразующих минеральных парагенезисов. Это может дать принципиально новую, обоснованную информацию о возможных условиях образования алмаза с более углубленным пониманием природы этих процессов в сложной природной системе.

Одним из наиболее подходящих объектов для изучения этих проблем являются щелочные породы, в которых обнаружены крупные скопления углеродсодержащего вещества. Например, в пегматитах Хибин [1] его источником являются продукты распада углеводородов из вмещающих пород и разложения оксидов углерода. Кроме того, во многих разновозрастных массивах Кольского полуострова, подверженных метаморфическим преобразованиям, установлено присутствие различных углеродсодержащих соединений [5]. Минералогия углерода характеризуется широким распространением углеродсодержащих соединений, их различных модификаций за счет геологической эволюции объектов исследований. Так, в породах углеродисто-сульфидного генетического типа отмечена положительная корреляция содержаний углеродистого вещества с суммарным количеством сульфидов, причем, при преобладании последних.

Восстановительные условия формирования щелочных пород способствовали синтезу и сохранению углеводородных газов и рассеянного (дисперсного) битуминозного вещества нафтоидного типа сложного состава наряду с водородом, аморфным углеродом и другими органическими соединениями. Их образование осуществлялось в процессе дифференциации, кристаллизации магм и последующего метаморфизма. При этом не исключалась возможность образования как простых, так и сложных органических веществ, в том числе и элементоорганических соединений [6]. Такие процессы в природных средах обычно протекают как в равновесных,

так и неравновесных условиях, причем щелочи рассматриваются либо как катализаторы [2], либо ингибиторы процессов [7].

В качестве такого объекта исследования нами был выбран карбонатитовый шток Хибин [8], расположенный в восточной части Хибинского массива. Это уникальное образование в геологическом, геохимическом и минералогическом аспектах. Исходными данными для модельных исследований были результаты химического анализа образца из керна, взятого с глубины 439 м (обр. 6). Химический и минеральный состав исследуемой породы – необходимые условия оценки поведения ее твёрдой и флюидной фаз в зависимости от давления и температуры среды.

Результаты исследования методом физико-химического моделирования позволят установить разнообразие факторов, влияющих на процесс образования и эволюцию минералов, минеральных ассоциаций и флюида в природном процессе. В основе таких исследований лежат заданные условия физико-химических ситуаций для исследуемых систем, взаимоотношение между компонентами в сложных системах на различных стадиях природного процесса с соответствующей оценкой состава твердой фазы, летучих компонентов и флюидного режима в целом.

Для проведения исследования многокомпонентной и многофазовой системы в состав мультисистем введены химически различные соединения, соответствующие карбонатно-силикатным породам [8] и компоненты флюида, представленные соединениями водорода, кислорода, углерода, серы. Численная реализация моделей проводилась при помощи метода минимизации свободной энергии Гиббса [9]. При этом предусмотрено адекватное природному минеральному составу использование для расчетов компонентов в мультисистемах. Физико-химическое моделирование мультисистем проводились при следующих термодинамических параметрах: температура - в пределах до 1100 °С (через 200°), давление – 1, 5 и 10 кбар.

В результате проведенного исследования установлено, что алмазообразование в исследуемой системе вполне реально при наличии определенной концентрации углерода, восстановительных условий среды и соответствующих величин давления и температуры.

Образование алмаза осуществляется одновременно с кристаллизацией свободного углерода из карбонатов (для углерода реакции аналогичны, символика по [10]):

$Cal + Qtz = Dia + Wo + O_2$

$6\ Cal + 2\ Alm = Dia + 2\ Mag + 2\ Grs + 5\ CO_2$

$6\ Cal + 2\ Alm + 3\ Qtz = 6\ Dia + 2\ Grs + 3\ Fa + 6\ O_2$

6 Cal + 12 Qtz + 2 Mag = 6 Dia + 6 Hd + 7 O_2
12 Cal + 4 Alm = 3 Dia + 6 Hem + 4 Grs + 9 CO_2
2 Mst + aQz = 2 Dia + Fo + 2 O_2
2 Mgs + 6 Fa = 2 Dia + 5 Qtz + 4 Mag + Fo
4 Mgs + 2 Fa = Dia +2 Hem + 2 Fo + 3 CO_2
6 Mgs + 3 Fa = Dia + 2 Mag + 3 Fo + 5 CO_2
10 Mgs + 4 Acm + 2 Alm = 10 Dia + 4 Ne + 5 Fo + 5 Fa + 11 O_2
12 Mgs + 4 Ann = 12 Dia + 6 Hem + 4 Phl + 9 O_2
8 Acm + 4 Ep + 8 Ne = 20 Dia + 14 Fo + 6 Fa + 8 Cal + 23 O_2 + 2 H_2O
CH_4 + CO_2 = 2 Dia + 2 H_2O
CO_2 = Dia + O_2

Содержание алмаза в зависимости от T и P

T °C	P, бар	Содержание углерода, моль/кг			Po_2,бар
		1.332	2.663	3.995	
500	1000	-	0.256	0.786	$2.4\cdot10^{-24}$
	5000	-	0.263	0.836	$9.0\cdot10^{-24}$
	10000	-	0.215	0.845	$1.2\cdot10^{-23}$
700	1000	-	-	0.436	$3.4\cdot10^{-19}$
	5000	-	-	0.804	$1.2\cdot10^{-18}$
	10000	-	-	0.388	$1.6\cdot10^{-18}$
900	1000	-	-	сл.	$4.1\cdot10^{-16}$
	5000	-	-	-	$4.0\cdot10^{-16}$
	10000	-	-	-	$6.0\cdot10^{-15}$

В результате произведенных расчетов сделан вывод о том, что образование алмазов возможно при относительно низких величинах давлений, температур, в восстановительной среде и в условиях неравновесности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Уро РАН. 2003. 315 с.
2. Руденко А.П., Кулакова И.И., Скворцова В.Л. Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории // Успехи химии. 1993. Т. 62. Вып. 2. С.99-117.
3. Дигонский С.В., Тен В.В. Неизвестный водород. - С.-Петербург: Наука, 2006. 292 с.
4. Литвин Ю.А. Генезис алмаза: карбонатитовые расплавы –

среда кристаллизации алмаза по природным и экспериментальным данным / Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. Т. 1. М.: Наука, 2004. С. 56-73.
5. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите) / Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А., Балабонин Н.Л., Болотов В.И., Павлова М.А., Гавриленко Б.В., Абзалов М.З. – Л.: Наука, 1988. 197
6. Каржавин В.К., Вендилло В.П. О возможности существования углеродистых радикалов в магматическом процессе / Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты: 1972. С.196-202.
7. Каржавин В.К., Петерсилье И.А. О возможной генетической связи углеродных соединений пород и минералов интрузивных массивов с их щелочным компонентом // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразония. Львов: изд-во ИГИ АН СССР, 1975. С. 16-18.
8. Карбонатиты Хибин / Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., Кулаков А.Н., Полежаева Л.И., Припачкин В.А., Пушкарев Ю.Д., Рюнгинен Г.И. - Апатиты: Изд-во КФАН, 1984. 98 с.
9. Карпов И.К., Киселёв А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. - М.: Недра, 1976. 256 с.
10. Kretz. R. Symbols for rock-forming minerals. // Amer. Mineral. 1983. V. 68. № 1/2. P.277- 279.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНЕРГИИ ЯДЕР СВЕРХТЯЖЕЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Z>30) ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ ПО ТРЕКАМ В КРИСТАЛЛАХ ОЛИВИНА ИЗ ПАЛЛАСИТА МАРЬЯЛАХТИ

Кашкаров Л.Л.[a], Багуля А.В.[b], Владимиров М.С.[b], Гончарова Л.А.[b], Ивлиев А.И.[a], Калинина Г.В.[a], Коновалова Н.С.[b], Окатьева Н.М.[b]. [б]Полухина Н.Г.[b], [б]Русецкий А.С.[b],Старков Н.И.[b]

[a]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН. Москва 119991 Россия, leokash@mail.ru. [б]Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН, Москва 119991 Россия, poluhina@sci.lebedev.ru)

METHOD OF THE SUPERHEAVY (Z>30) GALACTIC COSMIC RAY NUCLEI ENERGY DETERMINATION BY TRACKS IN OLIVINE CRYSTALS FROM THE PALLASITE MARJALAHTI.

Kashkarov L.L.[a], Bagulya A.V., Vladimirov M.S.[b], Goncharova L.A., Ivliev A.I.[a], Kalinina G.V.[a], Konovalova N.S.[b],Okat'eva N.M.[b] Polukhina N.G.[b], Roussetski A.S.[b], Starkov N.I.[b]

[a]Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow 119991 Russia, leokash@mail.ru; [b]Lebedev Physical Institute, RAS. Moscow 119991 Russia, poluhina@sci.lebedev.ru.)

The new method for energy determination of super-heavy (Z>30) galactic cosmic ray nuclei are presented. In the base of method lies the experimental measuring of the track angle distribution in olivine crystals from the Marjalahti pallasite. Parameters of the track angle distribution depends on the depth and orientation of the examined olivine crystal sample to the meteoroid pre-atmospheric surface and permits to reveal the orientation of the crystal etching surface towards the nearest meteoroid surface area. Finally, determination of the path-length in the meteoroid body of each nucleus are permit to estimate their energy. The method was performed in frame of OLIMPIYA project [1].

Введение. В работе, проводимой в рамках проекта ОЛИМПИЯ [1], приводятся основные положения методики определения заряда ядер тяжелых элементов галактических космических лучей (ГКЛ) по трекам – химически травимым участкам следов торможения этих ядер в кристаллах оливина, выделенных из метеорита - палласита Марьялахти.

Методика определения энергии ядер. Метод определения энергии сверхтяжелых ядер (Z>30) ГКЛ основан на измерении углового распределения треков этих ядер в отдельных кристаллах оливина миллиметровых размеров, выделенных из палласита

Марьялахти и находящихся на определенной глубине от до атмосферной поверхности метеороида. В зависимости от глубины залегания и ориентации каждого из исследуемых кристаллов оливина относительно доатмосферной поверхности метеороида в кристаллах формируется определенное угловое распределение химически травимых треков [2]. Измерение углового распределения треков позволяет: 1) Выявить ориентацию поверхности травления кристалла по отношению к наиболее близко расположенному участку на доатмосферной поверхности метеороида; 2) Рассчитать длину пробега в теле метеороида каждого из зарегистрированных ядер перед их остановкой в данном кристалле оливина; 3) Исходя из соотношения пробег-энергия, оценить энергию ядер, которую они имели перед попаданием в тело метеороида. Для получения предварительных данных об ориентации плоскости поверхности травления каждого кристалла оливина относительно ближайшего участка поверхности метеороида измерялось угловое распределение короткопробежных (длина основной зоны травления L_{OCH} = 15 мкм) треков ядер VH-группы (23<Z<28), плотность треков которых варьирует в пределах $(0.2\text{-}2)\times10^7$ трек/см^2.

Результаты теоретических расчетов. Результаты теоретической оценки зависимости длины пробега ядер с разными зарядами от их энергии в веществе палласита Марьялахти, в состав которого входит оливин (~65 об.%) и железо-никелевого сплав (~33 об.%), приведены на графиках рисунков 1-3.

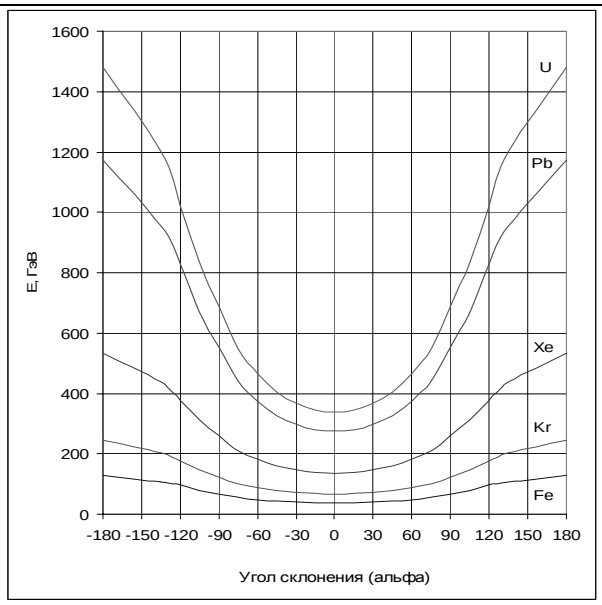


Рис.1. Энергия ядер при разных углах наклона треков относительно направления к ближайшей точке на поверхности

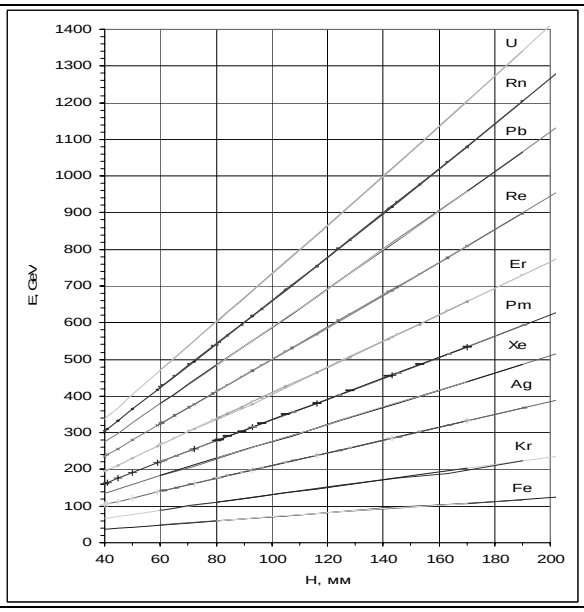


Рис.2. Энергия ядер различных элементов в составе ГКЛ, образующих треки в кристаллах оливина на глубине Н

метеороида Марьялахти.	в теле метеороида Марьялахти.

Теоретически рассчитанные по программе SRIM-2003 [3] значения энергии ядер ГКЛ, треки от которых образованы в кристаллах оливина, находящихся на глубине $H_{\theta=0}$ = 40 мм от доатмосферной поверхности метеороида Марьялахти, и направленные под углом θ в интервале (0 -180)^o, приведены в таблице.

Ядро	Угол наклона Ѳ (*)		E, ГэВ	
			$H_{\theta=0}$ = 40 мм	
	$\Delta Ѳ^o$	$Ѳ^o \pm \delta Ѳ^o$	ΔE	$E \pm \delta E$
Fe	0-30	15±15	37-40	$38 \pm {}^{2.4}_{0.6}$
	30-60	45±15	40-48	$43 \pm {}^{5.3}_{3.0}$
	60-90	75±15	48-67	$56 \pm {}^{11.5}_{7.4}$
	90-120	105±15	67-96	$80 \pm {}^{15.7}_{12.8}$
	120-150	135±15	96 - ~	108
	150-180	165±15	~ - 128	~
U	0-30	15±15	338-368	$345 \pm {}^{23}_{7}$
	30-60	45±15	368-464	$405 \pm {}^{59}_{37}$
	60-90	75±15	464-687	$550 \pm {}^{137}_{86}$
	90-120	105±15	687-1020	$839 \pm {}^{181}_{152}$
	120-150	135±15	1020 - ~	1203 - ~
	150-180	165±15	~ - 1480	~

(*) Угол наклона трека θ^o относительно прямой, соединяющей точку расположения кристалла и ближайшей точки на поверхности доатмосферного тела метеороида Марьялахти, на расстоянии $H_{\theta=0}$ = 40 мм.

Из результатов таблицы следует, что полный интервал энергии, который может быть измерен с помощью трекового анализа кристаллов оливина, входящих в состав палласита Марьялахти, составляет для ядер железа и урана ~(40 – 130) ГэВ и ~(330 – 1500) ГэВ, соответственно. Графически рассчитанные величины погрешности измерения энергии для интервала углов $\delta Ѳ^o$ = 15°, указывают, что точность определения энергии ядер может быть доведена до нескольких процентов при регистрации углов с точностью до нескольких градусов, что достигается с помощью

полностью автоматизированного измерительного комплекса ПАВИКОМ [4] и результатов калибровочных экспериментов [5].

Выводы. Экспериментальные результаты по определению энергии отдельных ядер сверхтяжелых элементов ГКЛ, основанные на измерении углового распределения треков, образуемых этими ядрами в кристаллах оливина миллиметровых размеров из палласита Марьялахти, показали: (а) Детальные измерения углов наклона длиннопробежных (регистрируемая длина основной части трека для ядер с Z>50 превышает 200 мкм) треков позволяет определять энергию ядер ГКЛ, которую они имели в момент внедрения в тело метеороида; (б) Точность определения энергетического спектра сверхтяжелых ядер ГКЛ зависит от точности, с которой для данного кристалла оливина определены три основных параметра: 1) глубина нахождения данного кристалла от до атмосферной поверхности метеороида; 2) ориентация плоскости поверхности травления данного кристалла относительно точки на ближайшем участке поверхности метеороида; 3) ориентация трека данного ядра относительно нормали к поверхности травления данного кристалла.

Количественная оценка энергии зарегистрированных в 22-х изученных кристаллах оливина из палласита Марьялахти ядер сверхтяжелых элементов ГКЛ находится в интервале ~ (1.5 − 5) ГэВ/нуклон.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, грант № 06-02-16835

ЛИТЕРАТУРА

1. Ginzburg V.L., Polukhina N.G., Feinberg E.L., Starkov N.I., Tsarev V.A. (2005). Doklady Physics, V. 50, № 6, 283-285.
2. Kashkarov L.L., Kalinina G.V., Ivliev A.I., Polukhina N.G. et al. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2006/informbul-1_2006/planet-6e.pdf
3. Ziegler J.F. The Stopping and Range of Ions in Matter, SRIM-2006.
4. Feinberg E.L., Kotelnikov K.A., Polukhina N.G., 2004. Completely Automated Measuring Complex (PAVICOM) for Track-Detector Data Processing. Physics of Particles and Nuclei, V.35, N3, P. 409-423.
5. 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. Краткие сообщения по физике ФИАН, №7, С. 19-27.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ PT-ПАРАМЕТРАХ И ГЛУБИННОЕ ВЕЩЕСТВЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Коболев В.П., Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е., Кравчук М.В., Свищук И.Н.
Институт геофизики НАН Украины; г. Киев-142, пр.Палладина, 32 , Украина 03680; тел.: +380(44)424-28-44; факс: +380(44)450-25-20;
E-mail: korchin@igph.kiev.ua

PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS OF ROCKS UNDER PT-PARAMETERS AND DEEP MATERIAL MODELING OF THE LITHOSPHERE

Kobolev V.P., Korchin V.A., Burtny P.A., Karnaukhova E.E., Kravchuk M.V., Svischuk I.N.
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU; Palladin av.32, Kiev, 03680, Ukraine; Tel.: +380(44)424-28-44; Fax: +380(44)450-25-20;
E-mail: korchin@igph.kiev.ua

Study of complex of physical properties of rocks (elastic-density, thermal-physical, electric, magnetic), and also their structures at high pressure and temperature allowed to develop the method of the detailed interpretation of the field geophysical information. The adequate models of distributing of mineral matter with the depth of concrete geological regions have been build.

Данные лабораторного изучения свойств пород в термобарических условиях различных глубин и комплексных геолого-геофизических исследований служат основой для создания общих и региональных петрофизических моделей (2*D* или 3*D* разрезов) литосферы, а также построения соответствующих карт верхних горизонтов земной коры, которые расширяют поисковые возможности полезных ископаемых. В течение почти пятидесяти лет в Отделе физических свойств вещества Земли (в настоящее время Отдел сейсмометрии и физических свойств вещества Земли; руководитель Коболев В.П.) выполняются комплексные исследования минерального вещества в условиях высокого давления и температуры. Разработаны методики накопления необходимой информации и эксплуатации соответствующего банка данных экспериментальных исследований упругих, плотностных, теплофизических, электрических, магнитных, структурных характеристик горных пород и минералов, выполненных при различных термобарических параметрах. В экстремальных условиях *PT*-опытов изучено более десяти тысяч образцов при

высоких гидростатических (P_{max}≈7 кбар),давлениях P_{max}=20 кбар – камера системы цилиндр-поршень; P_{max}=80 кбар – камера наковальни Бриджмена с лункой) и температурах от 400 до 1200°С. Разработана методика программного моделирования в аппаратах высокого давления термобарических условий, соответствующих их распределению с глубиной в земной коре. Образец исследуемой породы как бы погружается с дневной поверхности на заданную глубину. Эта методика позволила в короткий срок получить большой объем информации об изменении упруго-плотностных параметров минерального вещества с глубиной для конкретных регионов.

Упруго-плотностные свойства. Изучаются скорости распространения продольных и поперечных упругих волн с погрешностью ±20 м/с (в атмосферных и гидростатических условиях опытов) и ±1÷2% при *PT* (система камеры цилиндр-поршень). Выявлена дифференциация пород по минеральному составу, которая сохраняется и при высоких давлении и температуре. Обнаружена слабая зависимость изменения упругих характеристик пород в программных *PT*-условиях от минерального состава. Зависимости $V_P, V_S = f(PT) = f(H)$ имеют сложный характер с выделением зоны аномального поведения в виде областей с $\partial V_P/\partial H<0$ (зоны инверсии скоростей). Эти зоны «низких скоростей» как правило проявляются при *PT* условиях опыта, соответствующих глубинам 7-15 км. При *PT*-параметрах более глубоких горизонтов упруго-плотностные характеристики пород возрастают, причем более интенсивно, чем обнаруженные лишь при одном гидростатическом давлении (Т≈25°С). Детальные комплексные структурные исследования образцов пород дают право полагать, что обнаруженная зона «низких скоростей» является результатом обратимого термобарического микроструктурного разуплотнения минерального вещества.

Теплофизические свойства. Изучаются теплопроводность (λ) и температуропроводность (a) пород при высоком гидростатическом давлении и отдельно температуре. Используются образцы цилиндрической формы (Ø=15 мм, l= 3,5 мм) при P_{max}=7 кбар и T_{max}=400°С, погрешность измеренных параметров не превышает 10%. Как и для упругих свойств выявлена дифференциация λ по породам, которая, как правило, сохраняется и при *P, T*. С увеличением давления λ растет (более интенсивно в начальном интервале *P*). Далее рост теплопроводности пород уменьшается. При *T* этот параметр уменьшает свои значения. Принимая во внимание эти зависимости, по специальной *PT* программе и с внесением некоторых поправок, рассчитывались зависимости $\lambda=f(H)$ для конкретного района, а затем использовались в комплексной

петрофизической модели, построенной по данным V_P, $V_S=f(H)$ для расчета температурного поля изучаемой площади (при наличии данных тепловых потоков вдоль моделируемого профиля). Для всех групп пород характерен примерно одинаковый (7-8%) рост теплопроводности до глубины порядка 5 км. Далее с увеличением глубины наблюдается ее уменьшение с различным средним градиентом для различных пород. Так, для чарнокитоидов и плагиогранитов она почти не изменяется или незначительно (примерно на 5%) уменьшается, при этом не достигая начальной величины, для средне- и мелкозернистых гранитов – уменьшается до начальной или несколько большей величины, для гранитов, обогащенных темноцветными минералами – это изменение (с максимальным средним градиентом в интервале 5-15 км) более значительно – на 7-13% меньше начальной величины.

Таким образом, до глубины порядка 5 км преобладает влияние давления, происходит уплотнение породы за счет закрытия пор и микротрещин, улучшение тепловых контактов между зернами минералов, чем и обусловлено некоторое увеличение теплопроводности. С увеличением глубины начинает преобладать влияние температуры, что и приводит к ее уменьшению. При одновременном воздействии давления и температуры в реальных условиях эти процессы, вероятно, более сложные, однако в первом приближении полученные результаты расчетов дают представление о возможном характере изменения коэффициента теплопроводности исследуемых пород с глубиной и его учете при построении тепловых моделей. При определенных соотношениях в модели P и T параметров, возможно, на зависимостях $\lambda=f(H)$ будет просматриваться зона «низкой теплопроводности». Теоретически мы показали, что это возможно.

Электрические свойства. Анализируя предполагаемые изменения электрических параметров пород с глубиной были определены следующие основные факторы, влияющие на эти свойства: термобарические условия, флюидонасыщенность, минеральный состав и возможные его изменения при значительных PT. Учитывая это, разрабатывались соответствующие методики измерения электрических характеристик минерального вещества от давления и температуры. Установка для исследований – типа цилиндр-поршень (P_{max}=15 кбар и T_{max}=600°C), образец размером S=1см^2, h=2-5 мм. Измеряются электрическое сопротивление (ρ) на постоянном токе и переменном (1кГц), а также диэлектрическая проницаемость (ε). Для определенного класса пород, как правило, характерны подобные изменения электрических параметров от P и T. Между классами обнаруживается ряд различий по абсолютным значениям ρ и ε и

закономерности их изменения. С увеличением температуры. lgρ уменьшается, ε – возрастает. С увеличением давления ρ уменьшается. Изменение $\rho=f(P)$ при различных температурах с увеличением Т становятся менее интенсивным, при этом lg$\rho=f(T)$ резко уменьшается, а изобары ложатся почти параллельно друг другу. Насыщение пород флюидами (или водой) изменяет поведение $\rho=f(T)$. При этом увеличивается разброс значений электрических параметров в одном классе пород. Учитывая выше сказанное, имея очень большой объем измерений на широком спектре пород, по изотермам и изобарам различной влажности и флюидонасыщенности были построены модели распределения с глубиной $\rho=f(H)$ и $\varepsilon=f(H)$ для отдельных пород, а также создана синтезированная геоэлектрическая модель древнего кристаллического щита. Все работы были начаты С.И. Шепелем (1949-2006), а сейчас продолжаются его учениками.

Все глубинные модели литосферы (вещественно-структурные, плотностные, геотермические, геоэлектрические, геомагнитные) были построены по разработанной в Отделе методике. Методика петрофизического термобарического прогнозирования вещественного состава литосферы выбранной геологической провинции включает в себя детальный анализ геолого-геофизической информации исследуемого региона, отбор оптимальной коллекции образцов на изучаемой площади, их сортировку, составление *PT*-программ исследования, изучение образцов пород при различных давлениях и температурах (в том числе по программам), статистическую обработку полученных материалов. Далее данные экспериментальных исследований V_P, V_S, $\rho=f(PT)=f(H)$ на первом этапе сопоставляются с геофизическими материалами (в первую очередь ГСЗ, а затем гравиметрии). На основании сопоставления строятся первичные модели распределения поверхностных аналогов пород с глубиной вдоль выбранного профиля ГСЗ. Вещественная модель (для которой строится зависимости $\rho=f(H)$) согласовывается с гравиметрическими данными и тектоникой отдельных блоков и массивов региона. Далее построенная вещественная модель наполняется информацией о распределении с глубиной теплофизических, электрических и магнитных параметров соответствующих пород и, если возможно, определяется совпадение построенных геотермических, геоэлектрических и геомагнитных моделей с полевыми наблюденными геофизическими полями.

АКУСТОПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ ГОРНЫХ ПОРОД ФИНСКОЙ СКВАЖИНЫ ОУТОКУМПУ

Ковалевский М.В.
Геологический институт Кольского научного центра РАН,
koval @geoksc.apatity.ru

ACOUSTICAL EFFECTS IN THE ROCK SAMPLES FROM THE OUTOKUMPU INVESTIGATION BOREHOLE

Kovalevskiy M..
Geological Institute of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia
koval @geoksc.apatity.ru

Linear (nonlinear) effects and the phenomena of elastic waves arise when carrying out invistigations of massifs by seismic methods. These effects and the phenomena can influence the seismogram final shape.

При проведении исследований горных массивов сейсмическими методами возникают различные линейные (нелинейные) эффекты и явления упругих волн, которые могут влиять на окончательный вид сейсмограммы.

В неоднородных средах как горные породы упругие свойства определяются характеристиками минералов, степенью упорядоченности их в пространстве горной породы и наличием предпочтительных ориентировок минеральных зерен [1]. Кроме того, в неоднородных материалах скорость, амплитуда и фаза поперечных акустических волн непосредственно зависят от пространственного положения элементов упругой симметрии. Также известно, что при проведении исследований горных пород и массивов сейсмическими методами при распространении волн возникают различные линейные (нелинейные) эффекты и явления, которые могут влиять на окончательный вид сейсмограммы и которые в полной мере не могут быть определены существующими методами. В этой связи целью работы является определение явлений и эффектов (ЯВЭ), возникающих при распространении упругих поперечных (сдвиговых) волн через твердые анизотропные среды.

Для получения дополнительных данных нами выполнены исследования упруго-анизотропных свойств 43 образцов пород, отобранных в диапазоне глубин до 2,5 км из керна ствола финской скважины Оутокумпу,

Обозначенная цель работы решается при помощи акустополяризационного метода [2, 3] с использованием автоматизированного программно-аппаратного комплекса «Acoustpol ©» [4, 5]. Вследствие того, что ряд ЯВЭ может определяться только данным методом, то данные ЯВЭ получили название - акустополяризационные.

Проявления ЯВЭ на акустополяриграммах [2, 3] представлены на рисунке.

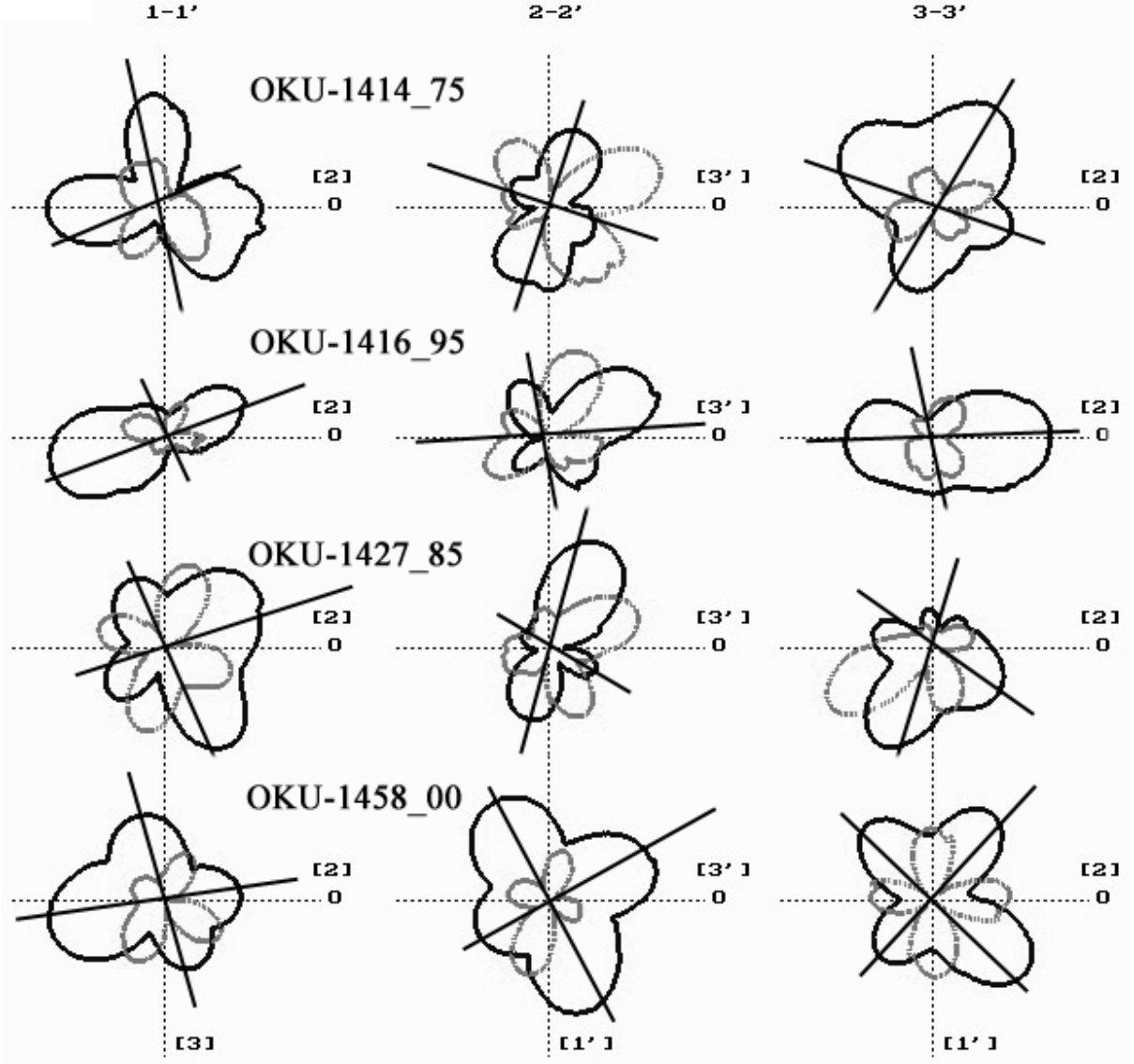


Рис. Примеры акустополяриграмм образцов финской скважины OKU, диапазон глубин (измерения выполнены О.М.Тришиной): OKU-1414_75, OKU-1416_95, OKU-1458_00 - серпентинит; OKU-1427_85 - серпентинит с тремолитом. Темные линии – векторы параллельны (ВП); светлые линии – векторы скрещены (ВС); линии соединяющие минимумы амплитуды ВС - проекции элементов симметрии.

Обсуждение результатов

Явление упругой анизотропии (УАН) [2, 6]. Первичный анализ акустополяриграмм, рис., позволяет заметить, что на диаграммах, полученных в положении векторы скрещены (ВС), наблюдаются симметричные четырехлепестковые фигуры. Это означает, что

все изученные образцы горных пород в той или иной степени анизотропны.

На всех образцах проявляется в различной степени эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [3, 6]. Характерный признак его наличия – уплощенная форма акустополяриграммы ВП образца. Максимальное проявление ЛААП наблюдается в образце биотитового сланца, обр. OKU-2297_85, гр. 2, D_2 = 1.00. В других образцах степень проявления ЛААП относительно мала (D < 0.1). В некоторых образцах на разных гранях наблюдается очень широкий диапазон изменений степени проявления ЛААП.

На акустополяриграммах нескольких образцов направление наибольшего пропускания ЛААП составляет некоторый угол с положением проекций элементов упругой симметрии – явление углового несогласия (УНС) [3, 6]. Это явление отмечается на нескокльких акустополяриграммах образцов скажины (например, OKU-1414_75, (рис.). Чаще всего рассогласование встречается, когда преимущественное направление ориентированных микротрещин не совпадает с ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен [3].

Характер изменения амплитуды колебаний на акустополяриграммах ВС (обр. OKU-1414_75, OKU-1416_95, гр. 2; OKU-1458_00, гр. 3; OKU-1427_85, все грани) позволяет сделать вывод о наличии явления ДСВ [3, 6]. Проявление эффекта состоит в том, что при распространении поляризованных сдвиговых волн, например в средах с разноориентированными минеральными зернами, происходит деполяризация этих волн [3]. Степень проявления этого эффекта позволяет оценить угол разориентировки элементов упругой симметрии в зернах (слоях) моно– и полиминеральных горных пород.

Неровности, изломы на линиях акустополяриграмм ВП и ВС большого числа образцов, в большей части объясняются наличием неоднородностей их состава и строения (рис.). Например, пегматоидный гранит OKU-1664_80 состоит из крупных зерен (2-5-10 мм) плагиоклаза, кварца, мусковита, в которых упругоанизотропные оси симметрии ориентированы произвольным образом. В других образцах, на неровные формы акустополяриграмм могут оказывать влияние хаотичная микротрещиноватость и спайность минералов.

Выводы

В целом на упруго–анизотропные свойства образцов пород, залегающих по разрезу финской скважины Оутокумпу, как правило, влияют шесть встречающихся в различных сочетаниях и степени

проявления факторов: упругая анизотропия, эффект ЛААП, явление углового несогласия элементов упругой анизотропии и ЛААП, эффект ДСВ, микротрещиноватость и неоднородности.

Исследование линейных и нелинейных эффектов в твердых телах, возможно, позволит разработать полезные методы исследования различных микроскопических дефектов структуры кристаллических твердых тел. Также, при дальнейшем развитии, полученные знания о природе данных явлений и эффектов, безусловно, внесут полезный вклад в интерпретацию данных полученных при проведении геофизических работ с использованием сейсмических волн.

Работа выполнена по тематике гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 07-05-00100-а, гранта Президента МК-1908.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбацевич Ф.Ф. Акустополяризационный метод оценки упругой анизотропии горных пород. В кн.: Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1982. С.112-124.
2. Горбацевич Ф.Ф., Акустополярископия горных пород. Апатиты, КНЦ РАН, 203 с., 1995.
3. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия породообразующих минералов и кристаллических пород. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002.- 140 с.
4. 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.
5. Ковалевский М.В. Методика определения скоростных соотношений упругих волн в задачах акустополярископии // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 69-72.
6. Ковалевский М.В., Горбацевич Ф.Ф. Акустополяризационный метод исследования физических свойств упруго-анизотропных сред // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Материалы 9-ой международной конференции. – М.: РФФИ, 2008. С. 151-155.

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ (ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

Коваленко Д.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Москва, dmitry@igem.ru

TECTONICS AND MAGMATISM OF KAMCHATKA AND SOUTH KORYAKIA (PALEOMAGNETIC AND ISOTOPIC-GEOCHAMICAL DATA)

Kovalenko D.V.
IGEM PAS, Moscow, dmitry@igem.ru

The new paleomagnetic, isotopic and geochemical data are discussed. It was traced tectonic and magmatic development of Kamchatka and South Koryakia from Late Cretaceous to present.

Геологическое строение Камчатки характеризуется широким развитием покровно-складчатых структур и, залегающих на них с несогласием, неоавтохтонных вулканогенных и осадочных толщ. В покровно-складчатой структуре Камчатки участвуют экзотические комплексы пород, сформированные в мезозое и кайнозое в различных геодинамических условиях. Выделяются разновозрастные комплексы пород, накопившиеся на материковом шельфе или у его подножия, в спрединговых бассейнах или в условиях островных дуг. По возрасту покровно-складчатых деформаций и особенностям геологической структуры в этих районах выделяются многочисленные структурные зоны [Аккреционная…, 1993; Тектоническая карта…, 2002]. Наиболее ранний этап покровно- складчатых деформаций фиксируется на Западной Камчатке (**Западно-Камчатская структурная зона)**. Структура этого района была сформирована в маастрихте. Она характеризуется западной вергентностью, в некоторых районах фиксируются левосторонние сдвиги. На Центральной и Восточной Камчатке (**Центрально-Камчатская и Восточно-Камчатская структурные зоны**) деформации протекали в раннем эоцене. Структура Центрально-Камчатской зоны характеризуется западной вергентностью, в Восточно-Камчатской зоне – восточной вергентностью. На восточных полуостровах Камчатки (**зона террейнов Восточных полуостровов Камчатки**) деформации восточной вергентности формировались в миоцене.

Неоавтохтонные толщи включают несколько вулканических поясов – Кинкильский (средний-верхний эоцен, западная и центральная Камчатка), Срединно-Камчатский (поздний эоцен-

четвертичный, Срединный хребет Камчатки) и Восточно-Камчатский (миоцен-четвертичный, Восточная Камчатка).

Палеомагнитные исследования геологических толщ Камчатки были проведены с большой детальностью. Доскладчатые компоненты намагниченности выделены в разновозрастных островодужных комплексах Западно-Камчатской, Центрально-Камчатской, Восточно-Камчатской зон, зоны террейнов восточных полуостровов Камчатки, Центрально-Камчатской депрессии [Коваленко, 2003; Левашова, 1999]. Учитывая время формирования покровно-складчатых деформаций в структурных зонах Камчатки, мы выделяем *Паланский* (Западно-Камчатская зона) позднемеловой островодужный сегмент (позднемеловые деформации), *Восточно-Камчатский* позднемеловой островодужный сегмент, в который включены островодужные комплексы Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннеэоценовые деформации) и *Кроноцкий* мел-кайнозойский островодужный сегмент (миоценовое время деформаций). В Кроноцкий сегмент включены также некоторые вулканогенные породы Командорских островов (островов Беринга и Медного) [Баженов и др., 1989; Левашова, 1999].

Толщи Паланского островодужного сегмента накапливались в начале тридцатых-начале сороковых градусов северной широты. Позднемеловые породы Восточно-Камчатского и Кроноцкого островодужных сегментов формировались на сороковых широтах. Тектоническое совмещение Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов с материком, судя по времени покровно-складчатых деформаций, произошло в конце маастихта-начале палеоцена и раннем эоцене, соответственно. Палеомагнитные данные, полученные по верхнеэоценовым осадкам пролива Литке, которые были исследованы на юге острова Карагинского, подтверждают это заключение. Осадочные толщи накапливались на шестидесятых широтах и могли входить в структуру окраины Евразии или Северной Америки. Коллизия Кроноцкого сегмента, возможно, произошла в миоцене.

Позднемеловые-раннепалеоценовые магматические комплексы распространены в покровно-складчатой структуре практически всех структурных зон Камчатки.

Магматические породы Восточно-Камчатского и Паланского островодужных сегментов по распределению петрогенных элементов и элементов-примесей являются надсубдукционными и выплавлялись в основном из гранатовых перидотитов мантийного клина при большом участии флюидов. Магмы не несут признаков контаминации коровым материалом. Источники шошонитовых и известково-щелочных магм Паланского сегмента характеризуются

деплетированным изотопным составом Nd и Sr и слабыми вариациями величин соотношений Th/La, Th/Ta, Zr/Nb, Nb/U. Источники шошонитов и известково-щелочных магм Восточно-Камчатского сегмента также деплетированы (и ультрадеплетированы) по изотопному составу Nd и Sr. По сравнению с источникампи Паланского сегмента они отличаются значительно более деплетированными значениями соотношений Nb/U и Zr/Nb, а также большими значениями и большими вариациями соотношений Th/La и Th/Ta [Коваленко и др., в печати; Флеров и др., 2001].

Позднемеловые вулканические породы Камчатского перешейка являются N- и E-MORB. Они выплавлялись из шпинелевых лерцолитов. Источники магм деплетированы по изотопному составу Nd и Sr. На диаграммах Th/La-Nb/U и Zr/Nb-Nb/U составы этих магм образуют непрерывный тренд от N-MORB до составов источников надсубдукционных Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Наиболее сильные вариации характерны для соотношения Nb/U. По-видимому, N- и E-MORB магмы выплавлялись из мантийных источников генетически связанных с надсубдукционными процессами, возможно, в задуговом бассейне [Коваленко и др., в печати].

Неоавтохтонный эоценовый кинкильский вулканический пояс сформировался после раннеэоценового этапа тектонической аккреции на Камчатке, после столкновения с окраиной материка позднемелового-раннекайнозойского Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Породы кинкильского вулканического комплекса имеют надсубдукционные геохимические черты. Они произошли из расплавов метасоматически проработанных гранат-содержащих пород мантийного клина и, возможно, из адакитовых расплавов, образованных при плавлении эклогитов субдуцирующей плиты. Эоценовые магмы выплавлялись из деплетированных ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +7- +8) или слегка обогащенных ($\varepsilon_{Nd}(T)$ варьируют от +3.3 до +5.4) по изотопному составу Nd мантийных источников. Деплетированные мантийные островодужные магмы были значительно контаминированы сиалическими породами, сильно обогащенными по радиогенному составу Nd. Так как изотопные тренды экстраполируется в область составов позднемеловых-раннекайнозойских кварц-полевошпатовых субаркозовых осадочных пород, служащих фундаментом для раннекайнозойских вулканических комплексов, можно предположить, что именно они являлись источником контаминации эоценовых надсубдукционных магм [Федоров и Коваленко, 2007].

Позднеолигоцен-миоценовые толщи Срединно-Камчатского вулканического пояса включают магматические породы внутриплитными и надсубдукционного геохимического типа [Kepezhinskas et al., 1997; Федоров и Шапиро, 1998; Volynets et al., 1999; Ivanov et all, 2004; Перепелов, 2005; Волынец, 2006, и др.]. Ряд из них представляют собой смешение внутриплитных и надсубдукционных расплавов [Волынец, 2006]. Изотопные определения Nd и Sr показывают, что магмы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу мантийных источников и не несут признаков коровой контаминации.

Миоцен-раннеплиоценовый (до аккреции Кроноцкого островодужного сегмента) магматизм Восточно-Камчатского пояса проявился в формировании обогащенных HFSE расплавов типа OIB, изотопный состав которых варьирует от деплетированного до обогащенного с $\varepsilon_{Nd}(T)=+2,8$ и $^{87}Sr/^{86}Sr=0,70442$ [Volynets et al., 1999]. Более поздний (постаккреционный) позднеплиоцен-четвертичный и современный магматизм пояса характеризуется типично надсубдукционными чертами – магматические породы деплетированы HFSE и радиогенными изотопами. Признаки контаминации магм коровым материалом, обогащенным радиогенными изотопами, не выявлены [Колосков, 2001; Churikova et al., 2001; Kersting, Arculus, 1995; Turner et al., 1998; Volynets et al., 1999 и др.].

Предлагаются тектоно-магматические модели развития Камчатки, основанные на палеомагнитных и изотопно-геохимических данных.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К АНАЛИЗУ ГЕОМАТЕРИАЛОВ И ПРОДУКТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ: МЕТОДОЛОГИЯ, МЕТОДЫ И СРЕДСТВА

Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) 119991, РФ, Москва, ул. Косыгина, 19,
drkolesov@mail.ru

NEW APPROACH TO ANALYSIS OF GEOLOGICAL MATERIALS AND EXPERIMENTAL INVESTIGATION PRODUCTS: METHODOLOGY, METHODS AND MEANS

Kolesov G.M.
Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry of RAS, Moscow, Russia

Elements of strategy of chemical analysis were examined. They include 1) methodology (systems approach), 2) the newest instrument methods (XRF, AES /arc, helium plasma, laser spectrometry LIBS-ELITE/, spark and laser MS, NAA) and 3) means of measurement and information processing (on the basis of necessary data and computer programs).

Химический состав является основополагающей характеристикой объекта, поэтому оперативное получение информации о его составе - главная задача аналитика-исследователя. Успешное решение такой задачи зависит от выбранной стратегии анализа, включающей методологию, методы и средства анализа.

В числе **методологических** аспектов - развиваемый нами системный анализ[1]; он охватывает практически все стадии исследования и в т.ч.: *Визуальная оценка изучаемого материала - Отнесение материала к определенной группе/категории (объектов или материалов) - Выбор метода анализа - Отбор пробы и пробоподготовка - Проведение анализа - Получение результатов - Обсуждение результатов - Решение проблемы (прогноз, выводы).*

Из **методов** анализа мы отдаем предпочтение инструментальным (неразрушающим) методам – рентгеноспектральному (в том числе микрозондовому), атомно-эмиссионному (дуговой, плазменный, лазерный), масс-спектрометрическому (искровой, лазерный), нейтронно-активационному [2].

Из **средств анализа** большое внимание уделяем а) *приборам* и б) *программам обработки спектрометрической информации*. Обычно используем приборы (внесенные в Государственный реестр средств измерений) и среди них –

рентгеноспектральный микрозондовый анализатор,
рентгенофлуоресцентный волновой спектрометр,
спектрографы ДФС-8 (дуговой с ПЗС- системой), PGS-2
(He - плазменный с ПЗС- системой), лазерный LIBS-ELITE,
масс-спектрометры: искровой SM-602, лазерный MC-3101,
многоканальные анализаторы (для НАА) (см. фото) с Ge(Li)- и Ge - детекторами, Фурье ИК- спектрометр FTIR PU9800 и др.

Фото. Плата анализатора γ - спектров в НАА.

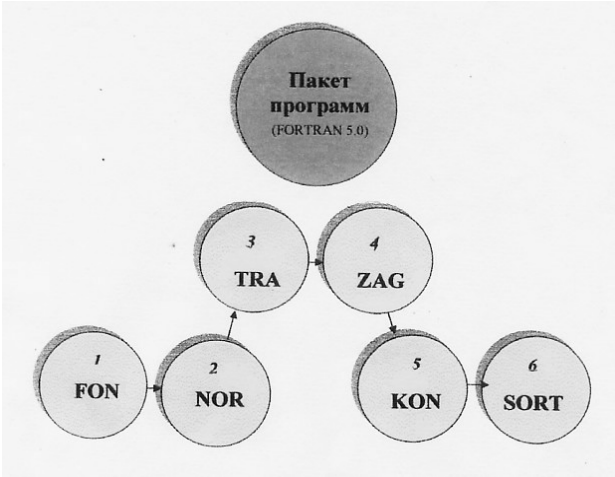


Рис. Программы обработки гамма-спектров образцов и расчета содержания элементов.

Применяем и разрабатываем программы (включающие обычно поиск сигнала, оценку его величины, устранение «помех», определение содержания элементов сравнением с данными используемых СОС и.т.п.; см. например, для НАА рис.).

Представленный вариант подхода к выполнению анализа позволяет получать надежную информацию о вещественном составе различных объектов и материалов (до 40 элементов в диапазоне концентраций от 100 до 10^{-9} %, с погрешностью от 5 до 15 %) и более оперативно решать поставленные задачи, примеры которых приведены в докладе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г.М. Колесов, А.Ю. Люль**.** Определение состава микропроб природных образцов и экспериментальных исследований. Материалы Седьмой Международной конференции «Физико-химические и петрографические исследования в науках о Земле». Борок, 25-26 сентября 2006. С. 31.

2. G.M. Kolesov. Determination of microelements: neutron activation analysis in geochemistry and cosmochemistry// J. Anal. Chem. 1994. V.49. No.1. P.50-58.

ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СЦЕНАРИИ ФОРМИРОВАНИЯ

Конилов А.Н., Докукина К.А.,
Геологический Институт РАН, г. Москва
konilov@ilran.ru

ECLOGITES OF BELOMORIAN ECLOGITIC PROVINCE. PETROLOGICAL DESCRIPTION AND FORMATION SCENARIO

Konilov A.N., Dokukina K.A.
Geological Institute of RAS, Moscow, Russia
konilov@ilran.ru

Last years eclogites were found in the Belomorian mobile belt (location – Gridino and Salma). In the Salma our data make it clear that the scenario of the Archaean oceanic slab subduction is reasonable here because a protolith their is ophiolite. Acceptable scenario for the Gridino eclogite's formation is continental collision.

В Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита в последние годы были открыты архейские и палеопротерозойские эклогиты. Архейские эклогиты центральной части Беломорского пояса на Кольском полуострове названы по месту их первой находки – эклогиты Салмы. Другие эклогиты архейского возраста обнаружены южнее, в восточной части Беломорского пояса в Гридинской зоне. Замечательная особенность эклогитов Беломорского пояса состоит в том, что формирование эклогитов Гридино и Салмы происходило в разных геодинамических обстановках.

Тела архейских эклогитов *Салмы* размещены в структуре тоналит-трондьемит-гранодиоритовых беломорских гнейсов и представляют собой массивные меланократовые породы, в которой выделяются порфиробласты граната в мелкозернистом матриксе светло-зеленого цвета. В шлифах обнаруживаются Cpx-Pl симплектиты, псевдоморфно развивающиеся по Omph. Минеральный парагенезис эклогитов Салмы представлен Grt + Cpx + Hbl + Rt ± Ky ± Qtz. Среди колоний Cpx-Pl симплектитов были найдены реликты омфацита, содержащего до 32 мол. % Jd. Между Grt и Qtz наблюдаются короны сложенные Cpx и Pl, иногда с Opx. Пиковые условия метаморфизма в эклогитах Салмы оценены приблизительно 730 °C и 14 кбар. *P-T* оценки ретроградной стадии эволюции составили 9-12 кбар при температурах 600-750 °C. В ядрах граната и клинопироксена были найдены включениями

хлорита, цоизита, раннего амфибола, в редких случаях альбита и фенгита. Также были установлены такие реликтовые минералы как пренит, сапонит и диаспор, которые стабильны в низкотемпературных условиях. Исследования эклогитов по химическому составу показали, что их протолит является полным аналогом базальтов N-MORB. Наличие специфических минералов-узников, их закономерная локализация в центральных и отсутствие в периферийных частях порфиробластов граната и геохимические характеристики являются свидетельством эклогитизации основных пород низких ступеней метаморфизма, протолитом которых могла быть океаническая кора, эклогитизация которой могла происходить в условиях субдукции архейской океанической литосферы.

В составе Гридинского дайкового поля выделяются несколько дискретных комплексов базитовых даек. На основании изучения геологического строения, состава и минеральных преобразований базитовых даек была восстановлена их петрологическая эволюция. Формирование магматических минеральных парагенезисов и структур распада пироксенов на постмагматической стадии в дайках происходило в условиях изобарического охлаждения от 1000 °С до 600 °С при давлении ~ 5 кбар. После внедрения и консолидации нескольких интрузивных формаций, дайки и вмещающие их комплексы испытали последовательную метаморфическую историю: погружение с достижением параметров эклогитовой фации метаморфизма (давление на пике 15-16 кбар); проградную декомпрессию в условиях гранулитовой фации (оценки по двупироксен-плагиоклазовым симплектитам, псевдоморфозам по омфациту P = 13,9-14,8 кбар и T = 800-810 °С; оценка по гранат-двупироксеновой ассоциации P=13±0,9 кбар, T=770±23ºС) и амфиболизацию (P=7.9-9,6 кбар, T=530-700 °С). Для совместного погружения и эксгумации пород обрамления и даек Гридинской зоны наиболее приемлем механизм континентальной субдукции.

Формирование эклогитов Беломорской провинции произошло в архейском возрасте в интервале 2.87-2.71 млрд. лет. Наши результаты ставят актуальный на сегодняшний день вопрос, который до сих пор является спорным: когда стартовала тектоника литосферных плит в архее или палеопротерозое?

Работа выполнена при содействии (гранты РФФИ № 07-05-00292, 08-05-00350, 09-05-01006)

ТЕРМОБАРИЧЕСКАЯ УПРУГАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДИНАМИКА ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Корчин В.А.
Институт геофизики НАН Украины; г. Киев-142, пр.Палладина, 32 , Украина 03680; т: +380(44)424-28-44; ф.: +380(44)450-25-20; E-mail: korchin@igph.kiev.ua

THERMOBARIC ELASTIC HETEROGENEITY OF THE EARTH'S CRUST AND THE DYNAMICS OF ITS CHANGE

Korchin V.A.
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NASU; Palladin av.32, Kiev, Ukraine 03680; Tel.: +380(44)424-28-44; Fax: +380(44)450-25-20; E-mail: korchin@igph.kiev.ua

The inversion zones established by laboratory experiments in most cases well coincide with low velocity zones in the Earth's crust from DSS profiles. They have thermodynamics nature and depending from λ=f(H).

Глубинными сейсмическими исследованиями литосферы установлены аномалии упругого поведения минеральной среды на различных глубинах в виде, так называемых, зон низких скоростей (з.н.с.). Зоны выявлены в континентальной и океанической коре, в районах различной тектонической активности и расположены, как правило, на глубинах 3-25 км. Зоны имеют мощность от нескольких метров до 20 км с уменьшением скорости в них до 0,4÷0,6 км/с. Абсолютные значения скорости в зоне обычно 6,1±0,4 км/с. Коровые зоны низких скоростей, как правило, ограничены по площади и вертикали. Природа зон недостаточно изучена. Ряд исследователей полагает, что они вещественного происхождения, другие связывают их с тектоническими нарушениями сплошности коры (зоны повышенной трещиноватости, подобие горизонтальным разломам). Некоторые объясняют появление этих зон локальным обводнением пород соответствующих толщ коры. Есть мнение, что в области з.н.с. происходит понижение литостатического давления, обусловленное воздыманием верхней части пород земной коры над зоной за счет тектонических сил, направленных навстречу друг к другу и образованием упругой "арки". Каждый из предложенных вариантов образования зон низких скоростей в земной коре может существовать, однако трудно объяснимы условия возникновения и механизмы реализации их повсеместно на определенных глубинах.

Многолетними экспериментальными исследованиями горных пород различного минерального состава в условиях высокого давления и температуры, нами установлены сложные зависимости

изменения их упругих параметров с глубиной. На экспериментальных кривых $V_{P,S}=f(PT)=f(H)$ выявлены области инверсии скоростей. С увеличением глубины, другими словами, термобарических параметров опыта (*PT*), воздействующих на образец породы после некоторого увеличения $V_{P,S}$ и ρ наблюдается область их уменьшения. Затем скорости и плотности вновь возрастают. Таким образом, на зависимости $V_{P,S}=f(PT)=f(H)$ образуется зона низких скоростей. Эти экспериментальные зоны хорошо коррелируются по своей конфигурации и местоположению с упругими аномалиями, выявленными в земной коре в естественных условиях методом ГЗС [1-4].

Установлено, что существует пороговое значение изменения с глубиной температуры $\left(\frac{\partial T}{\partial H}\right)$ при котором возникают области аномального упругого состояния минерального вещества – зоны низких скоростей. Если изменения с глубиной скорости распространения упругих волн (V_P) в породе постоянного минерального состава может быть рассчитано по соотношению: $\frac{\partial V}{\partial H}=\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T\frac{\partial P}{\partial H}+\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P\cdot\frac{\partial T}{\partial H}$, то для образования зоны необходимо выполнение условия для абсолютных величин:

$$\left|\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T\cdot\frac{\partial P}{\partial H}\right|<\left|\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P\cdot\frac{\partial T}{\partial H}\right| \qquad (1)$$

На основании экспериментальных данных исследования горных пород при высоких давлении и температуре и опытов, выполненых по программам (низко- и высокотемпературные режимы) или изобарам и изотермам, расчетами установлено, что в случае реализации низкотемпературного режима опытов $\left(\frac{\partial T}{\partial H}<9-11\frac{^oC}{км}\right)$ зоны инверсии скоростей на зависимостях $V_P=f(PT)=f(H)$ не проявляются. Если температурный градиент $\frac{\partial T}{\partial H}>15\div20\frac{^oC}{км}$ в интервале давлений 1,8÷3,5 кбар на зависимостях $V_P=f(PT)$ зоны низких скоростей проявляются четко. Уменьшение скоростей в этих зонах для различных образцов пород варьируют от -10 до -250 м/с.

Мощность экспериментальных слоев с пониженной скоростью от 2 до 20 км (60% в интервале 6-12 км). Как правило, глубины минимальных значений V_P расположены в интервале суперпозиции давлений и температур, соответствующих 9-16 км. Конфигурация экспериментальных зон низких скоростей (глубина залегания, мощность, занижение скорости) подобны обнаруженным в ходе глубинного сейсмического зондирования земной коры. Это дает нам

право предполагать, что вероятнее всего, в земной коре на указанных глубинах зоны низких скоростей имеют термодинамическую природу [3, 4, 6].

В результате комплексного структурного исследования различных пород после воздействия различных высоких давлений и температур оптическими, рентгеноструктурными, электронно-микроскопическими методами, анализируя материалы изучения упругих характеристик пород, сделано предположение о природе упругой вертикальной зональности минерального вещества отдельных горизонтов земной коры. Комплекс упругих и структурных изменений пород, начиная от термодинамических условий на глубине 3-5 км до 12-15 км, свидетельствует о свойствах пород, характерных их катакластическому преобразованию. В данном интервале PT-изменений происходит разуплотнение минеральной среды – явление дилатансии. Основной механизм этого – совместное действие развивающихся в среде неравномерно-распределяющихся неоднородных напряжений по объёму образца, иногда достигающих в локальных контактах значений больше предела прочности отдельных минералов, приводящих к хрупким на микроуровне разрушениям среды. Такому разуплотнению способствуют разно-ориентированные анизотропные коэффициенты линейного расширения отдельных минералов, эффект разрушения газово-жидких включений, миграция свободной воды и газа по микротрещинам породы. Микроструктурные нарушения породы подготавливают условия для ее существенных преобразований с увеличением глубины (*PT*-условия опыта) после постепенного уплотнения породы включаются механизмы, характерные пластическим деформациям среды, происходит совершенствование породы за счет вещественных и структурных (на уровне элементарных дефектов) перестроек. С некоторыми допущениями, пользуясь геологической терминологией, в интервале глубин 20-40 км наблюдается процесс регионального метаморфизма.

Полагаем, что наличие зон низких скоростей в земной коре является объективной реальностью, как результат структурных преобразований пород в условиях противоборства давления и температуры, характерных для определенных глубин литосферы. Они возникают в тех случаях, когда градиент температуры на соответствующих глубинах превосходит определенный порог, а давление не способно компенсировать нарушение минеральной среды, вызванное действием температуры. Экспериментально и расчетным путем показано, что условия возникновения термобарических зон аномального поведения минерального вещества на определенных глубинах весьма чувствительна к

температурам. Очевидно, флуктуации температуры на глубинах 7-20 км могут изменять параметры зоны низких скоростей вплоть до их исчезновения. Причиной такого явления может быть изменение теплового режим за счет изменения физических характеристик пород в зоне. Нами экспериментально подтверждено, что существует тесная связь в различных *PT*-условиях между теплопроводностью пород и их упругими характеристиками.

Расчетами и экспериментальными данными изменение теплопроводности в земной коре в некотором интервале глубин прямо-пропорционально изменению упруго-плотностных характеристик минеральной среды и обратно-пропорционально температуре. Показано, что теплопроводность пород в земной коре изменяется подобно $V_P=f(H)$, т.е. на зависимости $\lambda=f(H)$ выделяются области минимальных значений, совпадающие с подобными для скоростей.

Таким образом, зона низких скоростей в земной коре характеризуется пониженными значениями λ и является отражающим горизонтом для теплового потока, источником которого являются термоактивные процессы на больших глубинах. По классическим законам термодинамики и теплофизики наличие слоя с пониженной теплопроводностью на пути распространения тепловой энергии, приводит к повышению температуры на нижнем участке слоя и понижению ее на верхнем. Таким образом, нарушается равновесное *PT*-условие существования зоны низких скоростей. С понижением температуры в верхней области зоны нарушается термобарическое условие (1). Состояние пород верхнего слоя зоны выравнивается с состоянием вышележащих пород и верхняя кромка зоны опускается вниз. Одновременно, пропорционально разнице теплопроводности минеральной среды зоны в нижней части подстилающих ее пород происходит перегрев подошвы зоны, что опять же приводит к нарушению условия (1) и нижняя кромка зоны опускается вниз. Более высокое давление останавливает рост зоны за счет компенсации термических структурных нарушений пород давлением. Таким образом, зона изменяет свою конфигурацию – ее мощность может увеличиваться (с увеличением интенсивности глубинного теплового потока) или она исчезнет (с понижением поступления достаточного тепла с глубины). Подобная неустойчивость, нестабильность термодинамической зоны низкой скорости обуславливает их эпизодичность проявления в земной коре, а также их миграцию по глубине и горизонтали в зависимости от флуктуации температурного поля в земной коре.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА РАСТВОРИМОСТЬ СЕРЫ В ВОДОСОДЕРЖАЩИХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Костюк А.В., Горбачев Н.С.
ИЭМ РАН, nastya@iem.ac.ru, gor@iem.ac.ru

EFFECT OF PRESSURE ON THE SOLUBILITY OF SULPHUR IN HYDROUS SILICATE MELTS (EXPERIMENTAL DATA)

Kostyuk A.V., Gorbachev N.S.
IEM RAS, Chernogolovka, Russia
nastya@iem.ac.ru, gor@iem.ac.ru

Расслоение флюидсодержащих магм на несмешивающиеся силикатные и сульфидные жидкости играет важную роль в процессах магматической дифференциации и формирования сульфидных месторождений. Наличие магматических сульфидов в породах различных фаций глубинности, во включениях в алмазах свидетельствует о существовании сульфидно-силикатных магм в широком интервале глубин верхней мантии и земной коры. Для выяснения условий сульфидно-силикатной ликвации важно знать растворимость серы в магмах в условиях сульфидного насыщения при различных *P-T* условиях, а учитывая флюидный характер природных магм – и во флюидсодержащих силикатных расплавах. Между тем растворимость серы достаточно хорошо изучена только в модельных и природных «сухих» силикатных расплавах при атмосферном давлении, чаще всего недосыщенных в отношении сульфида условиях, в меньшей степени изучена при повышенных давлениях [Mysen B.O., et al., 1980; Wendlandt R.F., 1982; Mavrogenes J.A., et al., 1999]. Во всех экспериментах, как при 1 атмосфере [Richardson & Fincham, 1954] так и при более высоких давлениях [Mysen B.O., Popp R.N., 1980; Wendlandt R.F., 1982; Yanan Liu, 2007] была выявлена положительная зависимость растворимости серы от температуры. Напротив, имеющиеся экспериментальные данные о влиянии давления на растворимость серы противоречивы, в одних случаях – положительная, в других – отрицательная зависимость растворимости от давления.

Еще в меньшей степени изучена растворимость серы в флюидсодержащих магматических расплавах при повышенных давлениях. Имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о существенном влиянии воды, растворенной в силикатных расплавах и давления на растворимость серы [Gorbachev 1990, Горбачев и др. 2005]. Поэтому получение новых данных о влиянии давления на растворимость серы во

флюидсодержащих магматических расплавах в условиях сульфидного насыщения имеет первостепенное значения для выяснения генезиса магматических сульфидных месторождений.

В работе приводятся результаты экспериментального изучения растворимости серы в сульфидонасыщенных водосодержащих мафических расплавах, сосуществующих с гарцбургитовой ассоциацией в интервале T=1250-1350^{0}C, P=1-25 кбар. Опыты проводили на твердофазовой аппаратуре типа ЦП в интервале *P*=10-25 кбар и УВГД в интервале *P*=1-8 кбар с использованием многоампульной методики с перидотитовой ампулой. Валовое содержание воды в системе составляло 3-5 вес.%. Перидотитовая ампула надежно защищала платиновую ампулу от агрессивного сульфидного расплава и предохраняла силикатный расплав от потери железа. После опыта сохранялась структура исходного образца, с четкими границами между перидотитовой ампулой и содержавшимся в ней стеклом с каплями сульфидов. Основная масса сульфидов концентрировалась на дне ампулы в виде крупной (до нескольких сотен мкм) глобули. Более мелкие сульфидные глобули встречались в стекле, заполнившим перидотитовую ампулу и в ее стенках.

Состав парциальных выплавок в зависимости от P-T, отвечал оливиновому базальту с 12-14 мас.% MgO, и только в одном случае – пикритобазальту с 22 мас.% MgO, а состав ликвидусной ассоциации - гарцбургиту (Ol+Opx). Гомогенный состав стекла, а также равновесные величины коэффициента разделения Kd Fe/Mg между оливином и расплавом свидетельствовали о достижении равновесия. Летучесть серы и кислорода, буферируемые оливин-ортопироксен-расплав-сульфидной ассоциацией, отвечала Pt-PtS и Ni-NiO буферам, близким к QFMPo равновесию. Температуру регулировали Pt30Rh/Pt6Rh термопарой с точностью ±5 °C, давление калибровалось по кривой равновесия кварц-коэсит с точностью ± 1 кбар [Литвин Ю.А., 1991]. Длительность экспериментов 6-8 час. Продукты экспериментов изучали с помощью электронно-зондового микроанализа, включающего получение изображения исследуемого объекта во вторичных и отраженных электронах, а также рентгеноспектральным локальным микроанализом на цифровом электронном сканирующем микроскопе *Tescan VEGA TS 5130MM*.

Концентрация серы в стеклах в зависимости от температуры, давления и состава расплава варьировала от 0.05 до 1.01 мас.%, что указывает на существенное влияние этих параметров на растворимость.

Также, как и было установлено ранее [Richardson & Fincham, 1954, Mysen B.O., Popp R.N., 1980; Wendlandt R.F., 1982; Yanan Liu, 2007] и в наших экспериментах наблюдалась положительная, близкая к линейной зависимость растворимости серы от температуры. В изобарических условиях при *P*=15 кбар с увеличением температуры от 1250 до 1350ºС растворимость серы в расплаве оливинового базальта увеличивалась от 0.6 до 0.92 мас.%.

Существенное и сложное влияние на растворимость серы оказывает давление (рис. 1). В водосодержащих расплавах оливинового базальта в интервале от 10 до 25 кбар наблюдался экстремум растворимости серы в районе 15-20 кбар. При *T*=1350 °С растворимость серы в расплаве уменьшалась от 1.01 мас.% при *P*=20 кбар до 0.22 мас.% при *P*=25 кбар.

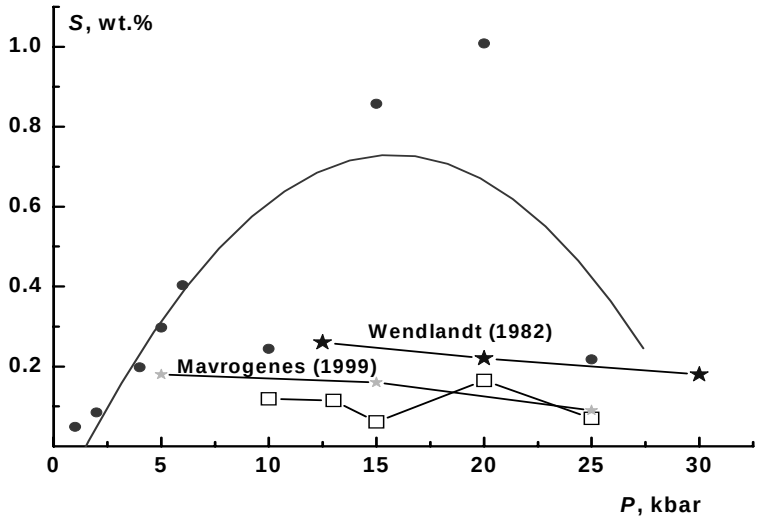


Рис. 1. Влияние давления на концентрацию серы в расплаве.

В интервале от 1 до 8 кбар и *T*=1200-1250 °С растворимость серы была изучена только в водосодержащих андезитовых расплавах. Наблюдалась отчетливая положительная зависимость растворимости серы от давления, которая возрастала с увеличением давления от 0.05 до 0.43 мас.%.

Как уже упоминалось, имеющиеся данные о влиянии давления на растворимость серы противоречивы. Положительная зависимость растворимости серы от давления наблюдалась в расплавах альбита в интервале Р 15-30 кбар, [Mysen B.O., et al., 1980], отрицательная - в «сухих» базальтовых расплавах в интервале *P*=13-30 кбар [Wendlandt R.F., 1982], а по данным [Mavrogenes J.A., et al., 1999] - в интервале Р=5-90 кбар. Причина такой явной разницы в экспериментах Мэйсона и Вендландта остается до конца не ясной и требует дальнейших исследований в этой области.

В пользу экстремального характера барической растворимости серы в магмах свидетельствует также ряд других фактов. В частности, экстраполяция экспериментальных данных [Wendlandt R.F., 1982; Mavrogenes J.A., et al., 1999] по растворимости серы в «сухих» расплавах до 1 атм дает растворимость в 1.5-2 раза более высокую по сравнению с существующими экспериментальными данными по растворимости при атмосферном давлении и концентрациями серы в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах [Коваленко В.И. и др., 1996].

В изученном интервале давлений растворимость серы в водосодержащих магмах в области 3-20 кбар выше, чем в «сухих». Однако при низких (≤1 кбар) и высоких (>25 кбар) давлениях растворимость серы в «сухих» и водосодержащих магмах должна выравниваться. При сверхвысоких (>40 кбар) давлениях, учитывая повышение температуры ликвидуса магнезиальных базальтов и положительную зависимость растворимости серы от температуры концентрация серы в магмах будет изменяться незначительно.

Из сравнения растворимости серы в водосодержащих расплавах оливинового и пикритобазальта видно, что при сходных концентрациях FeO растворимость серы возрастает с увеличением основности расплава – концентрации MgO, магнезиальности расплава и уменьшения содержания в нем SiO_2.

Таким образом, результаты экспериментов показали, что растворимость серы имеет положительную зависимость от температуры и основности расплава. Давление же оказывает сложное и существенное влияние на растворимость с максимумом в районе 15-20 кбар.

Экстремальный характер барической растворимости серы в водосодержащих силикатных расплавах может играть важную роль в транспорте рудоносных магм, сульфидонасыщенных при высоких давлениях в глубинных очагах магмообразования, недосыщенных в условиях промежуточных камер нижней коры и снова сульфидонасыщенных в гипабиссальных условиях. Важным фактором, способствующим ликвации, может являться уменьшение основности магмы, в частности в результате кристаллизационной дифференциации и фракционирования оливина или подкисления расплава в результате коровой контаминации при реакционном развитии магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 09-05-01131, ОНЗ т.2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В.И., Наумов В.Б. // Геохимия. 1997. № 1. С. 97-103.

2. Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М. Наука. 1991. С. 310.
3. Fincham, C. J. B. & Richardson, F. D. 1954. *Proceedings of the Royal Society of London* **223**, 40–62
4. Gorbachev N.S. Inter. Geol. Rev. 1990. V.32. № 8. P.749-831.
5. Mavrogenes J.A., O'Neill H.S. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V.63. № 7/8. P.1173-1180.
6. Mysen B.O., Popp R.N. // Amer.J.Sci. 1980. V. 280. № 2. P.788-792.
7. Wendlandt R.F. // Amer. Mineral. 1982. V. 67. № 7. P. 877-885.
8. Yanan Liu, Naji-Tom Samaha and Don R. Baker. Geochimica et Cosmochimica Acta 2007, V. 71, P. 1783-1799

"СОЛЕНЫЙ" МАРС

Кочемасов Г. Г.
ИГЕМ РАН, Москва 119017, Старомонетный 35, kochem.36@mail.ru

"SALTY" MARS

Kochemasov G.G.
IGEM RAS, 35 Staromonetny, 119017 Moscow, Russia.
kochem.36@mail.ru

The comparative wave planetology states that in rotating bodies tectonic blocks with different elevations are built by litologies with different densities. The larger elevation difference the larger density difference. The relief range in terrestrial planets increases with solar distances. In case of Mars it is about 30 km that requires density contrast beteen dense Fe-basalts of lowlands and syenite-like light lithologies of the southern highlands. The latter are supplemented by imported quantities of light sulphate and cloriine salts that makes Mars to have "salty" tang.

Сравнительная волновая планетология требует, чтобы разновысокие тектонические блоки, участвующие в строении литосфер планет, были сложены породами разной плотности [1, 2, 4]. Чем больше высотная разница между блоками (или разница в их планетарных радиусах), тем больше разница плотностей необходима. Это понятно с точки зрения физики вращающегося тела, угловой момент которого равен произведению угловой скорости вращения на массу и на квадрат радиуса (расстояния до оси вращения). При одинаковой скорости вращения блоков единого тела регулирование углового момента производится изменением массы и радиуса: чем больше радиус, тем меньше масса и,

наоборот, чем меньше радиус, тем больше масса. Вот почему на планетах земного типа океаны, низины (lowlands) сложены плотными базальтами, а поднятые континенты, материки (highlands) – менее плотными, как правило, более светлыми породами. Но базальты низин и светлые породы поднятий у всех планет разные. Дело в том, что с уменьшением орбитальной частоты (Венера – 1/0.62 года; Земля – 1/1 год; Марс – 1/1.88 года) растет тектоническая зернистость планеты и вертикальный размах между блоками, что требует увеличения плотностной разницы пород, слагающих низины и поднятия [1, 2, 4].

У Венеры, где вертикальный размах между блоками сравнительно невелик (тектоническая гранула πR/6, что может быть сопоставлено с тектонической мелкозернистостью, R- радиус планеты; размах рельефа поверхности ~ 14 км), удовлетворительной является небольшая плотностная разница между щелочными базальтами (материки) и Mg-базальтами (равнины) - ~0, 1 г/см^3 [2]. Для Земли, у которой тектоническая гранула πR/4 (тектоническая среднезернистость) и размах рельефа достигает 20 км, удовлетворительной является плотностная разница между толеитами (океаны) и андезитами (средний состав континентов), или порядка 0, 25 г/см^3. Еще жестче требование для Марса, у которого тектоническая гранула πR/2 (тектоническая крупнозернистость) и размах рельефа превышает 30 км (с учетом провальных кальдер гигантских вулканов). Здесь северные равнины сложены уже плотными Fe-базальтами (данные “Viking” и “Pathfinder”), а состав “легких” южных материков раскрывается приборами двух марсоходов (“Spirit” и “Opportunity”).

За 10 лет до успешной работы этих двух марсоходов было предсказано, что материки Марса должны быть сложены породами малой плотности типа альбититов, сиенитов, гранитов, так чтобы разница плотностей “lowland-highland” достигла порядка 0, 45 г/см^3 [2, 3]. Данные глобальной гравиметрии (“Mars Global Surveyor”, 1998) и позднее глобальной гамма-спектрометрии (“Odyssey”, 2001) показали, что южные материки действительно состоят из “легких” пород, обогащенных кремнием (северные равнины обогащены железом). Успешная работа “Pathfinder” в 1997 г. вблизи материкового уступа показала, что кора Марса фракционирована: были обнаружены глыбы пород, обогащенных Si, Al, K, определенных, как андезиты [4]. Но только в 2004 г. два марсохода, посаженные в экваториальном районе на диаметрально противоположных площадях (кратер Гусев и Земля Меридиана), обнаружили коренные породы светлой окраски тонкослоистой текстуры.

Инфракрасные, мэссбауэровские и рентгеноспектральные исследования установили разнообразные соли: сульфаты, хлориды, бромиды (кизерит, ярозит, другие водные сульфаты, главным образом магния и кальция, и другие соли), покрывающие коренные выходы тонкослоистых силикатных пород, содержащих Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na, K, S, Cl, Ti, P, Ni, Br. Установлено, что эти светлые породы, слагающие Холмы Колумбия (их западные отроги), возвышающиеся над базальтовыми покровами кратера Гусев вблизи материкового уступа, резко отличаются от базальтов. Помимо повышенных содержаний щелочных металлов, S, Cl, Ti, P, в них отмечается увеличение отношения Al к Ca. В начале января 2005 г.”Spirit”, двигаясь вглубь Холмов, обнаружил глыбы, отличающиеся по составу, как от базальтов кратера, так и от до сих пор изученных светлых пород западных отрогов Холмов. Состав глыбы “:Желанный камень” (Wishstone) от последних отличается еще более повышенными содержаниями щелочных металлом, алюминия, титана и особенно фосфора. Повышенные содержания SO_2 и Cl, по-видимому, связаны с присутствием солей в силикатных породах. Импрегнация солями силикатной матрицы уменьшает плотность породы, что способствует “тектоническому” требованию уменьшения плотности высоко поднятых материков.

Глобальные и локальные данные марсианских исследований (1997-2004) свидетельствуют о далеко продвинутом фракционировании состава пород внешней оболочки этой планеты. Именно такая глубокая дифференциация на “плотные” низины и “легкие” высоко поднятые материки является требованием сравнительной волновой планетологии. Причем, степень этой глобальной дифференциации должна превосходить земную.

Кавернозные, сетчатые, ячеистые текстуры выветривания “мягких” минералов (фельдшпатоидов и солей?) известны на поверхностях тонкослоистых пород Холмов Колумбия. Минералы, подобные содалиту, гакманиту, нозеану (наряду с сульфатами и хлоридами), подверженные эоловой эрозии на поверхности Марса, могли служить источником зараженности ее хлором и серой (эти элементы обогащают марсианские почвы) [5]. Соли присутствуют и в агпаитовых щелочных породах Земли, например, в Ловозерском массиве. Это виллиомит – фторид натрия и хлорид натрия в составе содалита и гидросодалита, очень характкрных минералов массива. Показательно резкое увеличение содержаний Ti и P в марсианской глыбе “Wishstone”. Этот тренд можно сравнить с обособлением горизонта апатит-лопаритовых уртитов в нижних частях Ловозерского массива и, конечно, с огромными массами апатита в Хибинах. Накопление титана связано также со сфеном. Так, на горе

Куйвчорр в верховьях ручья Сулуай (Луяврурт) нами были обнаружены содержащие до 10 % окиси титана апатит-сфен-амфибол-нефелиновые породы (апасфамнеиты), развивающиеся на контакте массива с вмещающими эффузивами.

Сенсационное обнаружение связанной воды (точнее, водорода по нейтронной спектрометрии “Odyssey”) в экваториальной зоне Марса

теперь уже можно связывать с обнаруженными водными солями, но не исключается и внесение значительной лепты цеолитами.

Зашедшее далеко фракционирование может вовлекать в породы континентов значительные объемы солей, снижающих общую плотность. Дистанционными методами на южном материке обнаружены значительные по площади участки, обогащенные хлором (вероятно, NaCl), а “Opportunity” нашел в стенках кратеров Земли Меридиана (Рис.) слоистые обломочные породы с обильным цементом из различных сульфатов, хлоридов, бромидов.

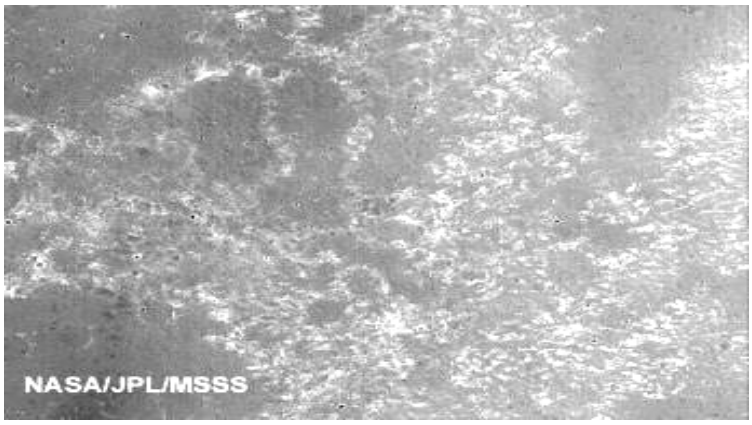


Рис. Распределение кратеров с белыми солевыми ореолами на Земле Меридиана подчиняется нескольким пересекающимся структурным направлениям (С-Ю, СЗ, СВ, З-В), что свидетельствует об их эндогенном происхождении {PIA05485, MOC image of MGS)

Совокупность гравитационных, альбедных, гипсометрических и химических данных однозначно указывают на “легкую“ мощную материковую кору Марса. Оказалось, что предсказание фельдшпатоидов с конституционными солями в составе южного материка было недостаточно “сумасшедшим” [4, 5], чтобы быть правдой. Правда еще более радикальна – легкие соли являются существенной составной частю материковой коры. Это делает Марс на самом деле соленой планетой.

Литература

1. *Кочемасов Г.Г.* Закономерное изменение состава коры планет земной группы // Астрономический циркуляр. 1994. № 1556, с. 35-36.
2. *Kochemasov G.G.* Possibility of highly contrasting rock types at martian highland/lowland contact // Golombek M.P., Edgett K.S., Rice J.W.Jr. (eds) Mars Pathfinder Landing Site Workshop II: Characteristics of the Ares Vallis Region and Field Trips to the Channeled Scabland , Washington , LPI Tech. Rpt. 95-01. Pt. 1. Lunar and Planetary Inst., Houston, 1995, p. 18-19.
3. *Kochemasov G.G.* Felsic continents of Mars // Annales Geophysicae, Suppl. III to Vol. 15. Pt. III, 1997, p. 1027.
4. *Kochemasov G.G.* On a successful prediction of martian crust fractionation based on comparative wave planetology // The Fifth International Conference on Mars, July 18-23,1999, Pasadena,California, LPI Contribution # 972, Lunar and Planetary Inst., Houston, Abstr. #6034, 1999 (CD-ROM)
5. *Kochemasov G.G.* High chlorine content in martian rocks and soils as an indication of acid highland lithologies // Eleventh Annual V.M. Goldschmidt Conference. Hot Springs, Virginia, USA, Lunar and Planetary Inst., Houston, 2001, Abstr. #3070, (CD-ROM).

РАДИАЛЬНАЯ СИММЕТРИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ

Кронрод В.А., Кусков О.Л.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), e-mail: va_kronrod@mail.ru

Исследуются проблема радиальной симметрии внутреннего строения Луны. Предполагается, что образование коры, верхней и средней мантии происходило в результате частичного плавления внешней оболочки до глубин порядка 500-750 км – гипотеза Лунного океана. Реконструкция химического состава и физических свойств в мантии Луны производится обращением гравитационных данных методом Монте-Карло. Фазовый состав мантии в рамках системы CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 рассчитан с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом эффектов фазовых превращений и ангармонизма [1].

Ранняя дифференциация Луны с выделением материковой полевошпатовой коры мощностью порядка 50-60 км с концентрацией $Al_2O_3 \approx 25\%$ и возраст лунных пород привели к гипотезе Лунного океана, под которым обычно понимается внешняя оболочка, прошедшая через стадию частичного плавления [Рингвуд, 1982; Taylor, 1986; Warren, 1985; Shearer, Papike, 1993]. Оценки

мощности предполагаемого лунного магматического океана охватывают интервал глубин от верхних 200-500 км до частичного или полного плавления всей Луны [Binder, 1986; Solomon, 1986; Warren, 1985; Shearer, Papike, 1993; Wieczorek et al., 2006].

Обработка 8-летнего эксперимента (1969-1977 гг.), проводившегося в районе Океана Бурь сейсмической сетью из четырех станций, установленных экипажем КА "Аполлон-12, 14, 15, 16", позволила определить сейсмическую структуру лунных недр в этом районе. Математическая обработка времен пробега *P*- и *S*-волн приводит к выводу о зональном строении мантии Луны. Гоинс и др. [2] сообщают о существовании одного резкого сейсмического раздела на глубинах около 400 км. Накамура [3] выделяет две сейсмические границы на глубинах 270 км и 500 км, причем на глубинах 270-500 км выделяется ярко выраженная зона пониженных скоростей, а на глубине 500 км существует особенно резкая граница, на которой скорости P- и S-волн испытывают положительный скачок. Скоростные профили [4, 5] разумно согласуются с данными предшественников [2, 3] на всех глубинах, а данные [6] лишь до 500 км. В верхней мантии (до глубин порядка 300 км) скорости сейсмических волн по всем сейсмологическим моделям практически совпадают.

В настоящее время нет достоверной информации о полной центральной симметрии внутреннего строения Луны. Строго говоря, скорости сейсмических волн в недрах Луны определены только в районе Океана бурь. Большинство существующих моделей внутреннего строения Луны распространяют сейсмические данные, полученные в результате экспедиции «Аполлон» на Луну в целом. В обзоре [7] обсуждается модель, в которой сейсмическая граница на глубине 500 км является следствием нагрева и последующих процессов плавления и дифференциации именно в районе Океана бурь. В этом случае известные сейсмические модели могут относиться только к этому району. Для внесения элемента ясности в этот вопрос, в настоящей работе построены модели Луны без применения данных о сейсмических скоростях в мантии Луны. В качестве входной информации мы используем только момент инерции и массу Луны, а также гипотезу Лунного океана, модели (MI). Так как эти модели Луны не применяют экспериментальную сейсмическую информацию, то полученные в результате моделирования распределения сейсмических скоростей и концентраций соответствуют моделям с радиальной симметрией внутреннего строения Луны. Близость расчетных средних величин сейсмических скоростей в моделях (MI) к экспериментальным, полученным в ходе миссии Аполлон, может быть доводом в пользу

радиальной сейсмической и концентрационной симметрии недр Луны.

В результате решения обратной задачи были получены ограничения на сейсмические скорости и химический состав мантии, вытекающие из условий, накладываемых только на момент, массу Луны и балансовые соотношения. Для средних значений скоростей имеется хорошее совпадение с моделью [4] в верхней мантии для V_P, V_S волн, в средней - для V_S. С моделью [5] модель (MI) близка в средней и нижней мантии для продольных и поперечных волн. Несмотря на то, что интервалы допустимых значений для концентраций велики, средние значения состава силикатной Луны определены с погрешностью порядка 1 мас %: $Al_2O_3^*$ =5.8±1, FeO^* = 9.9±1.1, MgO^* = 30.6±1.2, SiO_2^* = 49±1.5, MG^*#84.5. Примечательно, что средний состав Луны показывает хорошее согласие с моделями [8, 9], хотя в модели (MI) не используется сейсмическая информация. Средние значения допустимых значений плотности в зонах мантии: ρ^*_{upper} = 3.291 г/см^3, ρ^*_{middle} = 3.375 г/см^3, $^*\rho^*_{lower}$ = 3.389 г/см^3, что очень близко к моделям, полученным с применением априорной сейсмической информации, модели (MIS). Средний радиус ядра составляет R^*=375 ± 55 км.

Таким образом, сравнение средних значений сейсмических скоростей и состава силикатной Луны для модели MI с экспериментальными моделями и известными численными (модели MIS) и геохимическими моделями, показывает, что ограничения только по массе и моменту для модели Лунного океана дают вполне разумные результаты.

В работе [10] восстанавливается химический состав Луны по электромагнитным данным, моменту и массе. Результаты по валовому составу близки к нашей модели MI; среднее значение магнезиального числа составляет ≈M#84 для обеих моделей. Такой эффект можно объяснить тем, что масса и момент инерции Луны накладывает определяющие ограничения на распределения плотности в недрах и, как следствие, на минеральный состав и сейсмические скорости. Дополнительные балансовые условия, накладываемые на химический состав в наших моделях или ограничения, следующие из электромагнитных данных для модели [10], несколько сужают интервалы допустимых значений искомых параметров.

На основании полученных результатов (средних значений сейсмических скоростей и концентраций основных оксидов в мантии Луны) для модели MI можно сделать качественный вывод о возможности распространения современных сейсмологических

моделей и зонального строения недр по данным экспедиции «Апполон» на Луну в целом.

ЛИТЕРАТУРА**:**

1. Kuskov O.L., Kronrod V.A. (2001) Icarus 151, 204.
2. Goins N.R. et al. (1981) JGR, 86, 5061.
3. Nakamura Y. (1983) JGR, 88, 677.
4. Lognonné P. (2005) Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33. 571.
5. Gagnepain- Beyneix J. et al. (2006) PEPI 159, 140.
6. Khan A. et al. (2000) GRL, 27, 1591.
7. Wieczorek M.A. (2006) New Views of the Moon, *Rev. Mineral. Geochem*. **60.** 221
8. Kuskov O.L., Kronrod V.A. (1998), Phys. Earth Planet. Inter. 107 285.
9. Kuskov O.L., Kronrod V.A., and Annersten H. (2006), Earth Planet. Sci. Lett. 244 133.
10. Khan A., et al. (2006), Earth Planet. Sci. Lett. 248. 579.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ ПО ВАЛОВОМУ СОСТАВУ, МОМЕНТУ ИНЕРЦИИ И МАССЕ

Кронрод В.А., Кусков О.Л.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) e-mail:va_kronrod@mail.ru

Система Земля - Луна занимает особое место среди тел Солнечной системы. Ее происхождение - одна из фундаментальных проблем естествознания. Сравнительные оценки состава мантии Земли и ее спутника необходимы для более полного понимания общей проблемы происхождения системы Земля-Луна. В геохимической литературе рассматривались различные варианты моделей силикатной Луны, химический состав которых изменялся от состава, подобного ультраосновному веществу верхней мантии Земли, до состава, резко обогащенного Ca и Al и подобного высокотемпературным включениям в углистом хондрите *Allende*; содержание FeO колебалось от 6 до 18 мас.% Геохимические модели условно можно разделить на две группы по оценке концентраций тугоплавких оксидов и FeO. В первой исследователи полагают, что Луна обогащена как FeO, так и CaO и Al_2O_3 [Morgan et al., 1978; Taylor, et al. 2006; Hood, Jones, 1987; Галимов, 1995, 2004; Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné et al., 2003]. Во второй считается, что Луна обогащена FeO по сравнению с земной мантией, в то время как содержания CaO и Al_2O_3 почти одинаковы в оболочках

Земли и ее спутника [Ringwood, 1979; Wänke, Dreibus, 1986; Jones, Delano, 1986; O'Neill, 1991; Warren, 2005]. Различия эти принципиальные и касаются фундаментальных вопросов происхождения системы Земля-Луна.

Геофизические модели Луны основаны на решении задачи обращения гравитационных и сейсмических данных в состав Луны. Точность и корректность полученных результатов зависит от достоверности входных данных и, естественно, от метода решения. В наших работах [1-3] определение валового состава Луны основано на минимизации невязки между расчетными и экспериментальными значениями для массы, момента и сейсмических скоростей по модели [4]. В результате находилось одно, в некотором смысле оптимальное решение. В недавно вышедших работах французских геофизиков [5,6] [Lognonné, 2005; Lognonné et al., 2003; Gagnepain-Beyneix et al., 2006] проведена повторная математическая обработка времен пробега P- и S-волн, зарегистрированных сейсмическими станциями КА «Аполлон» и табулированных в работе [6]. Как и геохимические модели, геофизические модели условно делятся на две группы – с высоким и низким содержанием тугоплавких оксидов.

Естественным требованием к геохимическим моделям является их непротиворечивость основным геофизическим, петрологическим и геохимическим сведениям о Луне. То же можно сказать и о геофизических моделях. Однако, при построении геохимических моделей не используют геофизическую информацию, как и при создании геофизических моделей геохимическая априорная информация практически не применяется.

В настоящей работе предлагается метод, позволяющий строить модели Луны на основании как геохимической, так и геофизической информации. В соответствии с сейсмическими данными рассматривалась пятислойная модель Луны, включающая кору, трехслойную силикатную мантию и Fe-FeS ядро. Основные входные параметры – момент инерции и массы Луны, а также гипотеза химической дифференциации Луны, как результат частичного плавления первоначально однородной Луны (гипотеза Лунного океана). Если эта гипотеза магматического океана справедлива, то кора, верхняя и средняя зоны мантии должны были образоваться в результате частичного плавления верхних слоев первоначально однородной Луны. Состав современной нижней мантии должен быть равен составу равномерно перемешанных недр Луны до глубины нижней границы средней мантии или, иначе говоря, равен среднему составу кора+верхняя+средняя мантия. Динамическая сторона магматической переработки лунного вещества не обсуждается.

Дифференциация по составу внешних оболочек относительно нижней (первичной) мантии определяется из условий сохранения баланса масс оксидов в системе CFMAS и валового ссотава силикатной Луны, ограничений на момент инерции и массу Луны. Для расчета фазовых равновесий, плотности и сейсмических скоростей в мантии применяются методы термодинамического моделирования [3]. В настоящей работе для решения проблемы химической дифференциации Луны используется метод Монте Карло. Этот метод позволяет рассмотреть все возможные области решения многопараметричекой задачи при наложении самых различных ограничений. В результате находятся вероятные распределения профилей концентраций оксидов и сейсмических скоростей в резервуарах мантии, а также средние значения полученных распределений и их девиации.

По результатам расчетов можно сделать вывод, что рассмотренные геохимические модели удовлетворяет всем поставленным ограничениям, Табл. 1. Более того, средние значения сейсмических скоростей, полученные в результате решения обратной задачи, для всех моделей очень близки и укладываются в погрешности сейсмологических моделей. Этот результат показывает, что сейсмологические модели мантии, даже при дальнейшем их уточнении, не позволяют определить к какой группе геохимических относится валовый состав Луны.

Таблица 1. Концентрации основных оксидов (мас%) в мантии Луны

Модель	Область	Al_2O_3	FeO	MgO	SiO_2
Taylor (1982), Галимов (2004)	50-250 км	2.6	11.9	35.8	47.6
	250-625 км	5.2	14.8	35.2	40.5
	>625 км	6.1	12.9	32.3	43.8
Ringwood (1979),	50-250 км	1.7	13.4	37.9	45.7
	250-625 км	2.1	15.3	36.6	44.3
	>625 км	4.0	14.0	33.9	44.9
Warren (2005)	50-250 км	1.6	9.5	39.4	48.2
	250-625 км	2.5	11.8	37.2	46.5
	>625 км	4.1	10.2	35.3	46.9

Таблица 2. Сейсмические скорости в мантии Луны.

Модель	Глубина, км	V_P, км/с	V_S, км/с
Goins et al. (1981) [6]	60	7.75±0.15	4.57±0.10
	400 480-1100	7.65±0.15	4.37±0.10
		7.60±0.15	4.20±0.10
Nakamura (1983) [4]	60-300	7.74±0.12	4.49±0.03
	300-500	7.46±0.25	4.25±0.10
	500-1000	8.26±0.40	4.65±0.16

Khan et al. (2000) [8]	45-500 500-750 750-1000	8.0±0.8 9.0±1.9 11.0±2.1	4.0±0.4 5.5±0.9 6.0±0.7
Lognonné et al. (2005) [6]	30-300 300-500 500-750 750-1000	7.75±0.15 7.75±0.15 7.50±0.30 7.90±0.30	4.53±0.15 4.50±0.15 4.35±0.30 4.20±0.30
Gagnepain-Beyneix et al. (2006) [5]	40-240 240-500 500-750 750-1000	7.65±0.06 7.79±0.12 7.62±0.22 8.15±0.23	4.44±0.04 4.37±0.07 4.40±0.11 4.50±0.10
Kuskov, Kronrod (1998) [1]	60-300 400 800	7.67-7.80 7.53-7.60 8.17-8.20	4.45-4.51 4.29-4.30 4.50-4.51
Модель Taylor (1982), Galimov (2004).	50-300 300-625 625-1000	7.86 7.98 8.14	4.49 4.40 4.46
Модель Ringwood (1979)	50-300 300-625 625-1000	7.88 7.94 8.03	4.80 4.41 4.41
Warren (2005)	50-300 300-625 625-1000	7.93 7.98 8.09	4.56 4.48 4.48

ЛИТЕРАТУРА:

1. Kuskov O.L., Kronrod V.A. (1998), *Phys. Earth Planet. Inter*. 107 285.
2. Kuskov O.L., Kronrod V.A., and Annersten H. (2006), *Earth Planet. Sci. Lett*. 244 133.
3. Kuskov O.L., Kronrod V.A. (2001) *Icarus 151*, 204.
4. Nakamura Y. (1983) *JGR, 88*, 677.
5. Gagnepain- Beyneix J. et al. (2006) *PEPI 159*, 140.
6. Lognonné P. (2005) *Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33*. 571.
7. Goins N.R. et al. (1981) *JGR, 86*, 5061.
8. Khan A. et al. (2000) *GRL, 27*, 1591.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ ГРАНАТОМ, КЛИНОПИРОКСЕНОМ И ЧАСТИЧНЫМ АЛМАЗООБРАЗУЮЩИМ РАСПЛАВОМ КАРБОНАТИТА ПРИ 7 ГПА

Кузюра А.В.[a], Литвин Ю.А.[a], Уолл Ф.[b], Джеффрис Т.[c]

[a]Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка shushkanova@iem.ac.ru, litvin@iem.ac.ru
[b]Applied Mineralogy Camborne School of Mine School of Geography, Archaeology and Earth Resources, University of Exeter f.wall@exeter.ac.uk
[c]Mineralogy Department of the Museum of Natural History in London, terj@nhm.ac.uk

DISTRIBUTION OF RARE ELEMENTS BETWEEN GARNET, CLINOPYROXENE AND PARTIAL DIAMOND FORMATIVE CARBONATITE MELT AT 7 GPA

Kuzyura A.V., Litvin Yu.A., Wall F., Jeffris T.
[a]Institute of experimental mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia shushkanova@iem.ac.ru, litvin@iem.ac.ru
[b]Applied Mineralogy Camborne School of Mine School of Geography, Archaeology and Earth Resources, University of Exeter f.wall@exeter.ac.uk
[c]Mineralogy Department of the Museum of Natural History in London, terj@nhm.ac.uk

Concentrations of trace elements in coexisting garnet, clinopyroxene and completely miscible carbonate-silicate melt (which have been formed at 7 GPa from Chagatai carbonatite rock known to be diamondiferous) were determined using of method of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. The values of inter-phase partitioning coefficients of trace elements Li, Sc, V, Ti, Co, Zn, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Au, Pb, Th, and U for the pointed phases were counted on that basis. The new experimental data for trace element partitioning between garnet, clinopyroxene and carbonate-silicate melt has been compared to published data for partitioning between garnet, clinopyroxene and carbonatite melt, and between garnet, clinopyroxene and silicate melt. Thus it was revealed that diamond-forming carbonate-silicate melt as a diamond-forming medium and silicate melt both equilibrated with mantle silicate minerals behave similarly in respect of trace element distribution.

Оценки геохимического поведения редких элементов в процессах образования алмаза в условиях мантии Земли становятся более предметными в связи с раскрытием химического и фазового составов ростовых сред для природных алмазов. Достоверная информация о межфазовом распределении редких элементов при алмазообразовании в условиях мантии могла бы способствовать уточнению составов природных сред, в которых кристаллизовались природные алмазы. Экспериментальные данные поддерживают версию, по которой многокомпонентные карбонатно-силикатные расплавы, пересыщенные растворенным углеродом, играют главную роль в образовании природного алмаза [1].

Гранат и клинопироксен являются первичными включениями в алмазах и принадлежат к перидотит - пироксенитовому и эклогит - гроспидитовому парагенезисам. Экспериментальные исследования распределения редких элементов между этими минералами и гомогенным полностью смесимыми карбонатно-силикатными расплавами, из которых они сформировались вместе с алмазом, ранее не проводились, хотя они представляют существенный интерес для проблемы генезиса алмаза и для геохимии мантийного вещества.

Цель настоящей экспериментальной работы - изучение при высоком давлении фазовых превращений природного карбонатита и межфазового распределения в нем в условиях частичного плавления представительного набора редких элементов.

Для исследования использовался природный меланократовый карбонатит из Чагатайского комплекса (Узбекистан), рассматриваемый в данном случае как модельная карбонатно-силикатная ростовая среда для алмаза с минерализацией богатых кальцием эклогитов и гроспидитов [2]. Расплавы этого карбонатита эффективны для алмазообразования [3, 4]. Смесь соединений редких элементов Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, La, Y, Hf, Zr, Nb, Ti, Cr, Mn, Ta, Pb (оксиды), Rb (хлорид) и Sr, Ba, Li, K (карбонаты) добавляли к порошку карбонатита в соотношении 99:1 (мас. %). Высокие давления и температуры создавали в тороидном аппарате «наковальня с лункой». Электронномикроскопические и микрорентгеноспектральные исследования выполняли на полированных поверхностях с углеродным напылением в ИЭМ РАН на электронном микроскопе CamScan M2300 (VEGA TS 5130MM) и электронном энергодисперсионном микрозонде Link INCA Energy. Содержания редких элементов в зернах на тех же образцах определяли методом LA-ICP-MS Thermo Elemental PQ3 +S ICP-MS с New Wave

UP213AI лазером (λ = 213nm, мощность импульса 3 mJ) в Музее естественной истории в Лондоне.

При PT-условиях стабильности алмаза полное или частичное плавление чагатайского карбонатита и других карбонатно-силикатных пород приводят к формированию полностью смесимого карбонатно-силикатного расплава [1]. В полученных образцах кристаллы гранатов $Prp_{0\cdot4-1.0}Gros_{2.1-2.3}Alm_{0.1-0.6}$ и клинопироксенов $Di_{0.2–0.3}Hed_{0.2-0.3}Jd_{04-0.6}$ размером до 100 μm обычно окружены "материнской" карбонатно-силикатной расплавной фазой. В других случаях крупные кристаллы граната и клинопироксена фракционируют от материнского карбонатно-силикатного расплава, образуя скопления кристаллов.

Рассчитанные значения K_D для распределения между гранатом и расплавом, клинопироксеном и расплавом, гранатом и клинопироксеном для экспериментальных образцов приведены в таблице 1. Главная особенность полученного в эксперименте распределения редких элементов – то, что легкие REE распределяются в основном в расплав, а тяжелые REE - в гранат и клинопироксен. Значения K_D для Sm и Nd (для пары гранат/расплав) близки к 1, что характерно для REE в присутствии граната [5]. Многие редкие элементы, включая Sc, V и Y, ведут себя подобно тяжелым REE; поведение Zr и Hf подобно Eu. Для других элементов, в том числе Rb, Sr, Ba, Sc, а также Zn, Mo, Ta, Au, Pb, Th и U, четко выражено сродство к карбонатно-силикатному расплаву. Поведение Co и W необычно и не поддается интерпретации в данном случае.

Распределение редких элементов между гранатом и карбонатитовым расплавом, так же как и клинопироксеном и карбонатитовым расплавом было изучено ранее в экспериментах при 2.7-3.3 ГПа и 1000°C, т. е. более низких давлениях, чем необходимо для условий стабильности алмаза [6]. В работах [6, 7] были определены (используя PIXE) коэффициенты распределения для Nb, Zr, Ta, Ce, Nd, Lu, Y, Sr, Zn, Ba и Rb между гранатом ($Prp_{1.81-1.85}Gros_{0.50-0.59}Alm_{0.69-0.70}$) и доломитовым расплавом. Также были определены коэффициенты для пары клинопироксен-доломитовый расплав [6]. Распределение редких элементов между гранатом и карбонатитовым расплавом в чагатайских карбонатитах и доломитовых карбонатитах, изученных [6, 7], подобны, хотя физические параметры экспериментов и химические составы сосуществующих гранатов и расплавов различны.

При сравнении распределения редких элементов между гранатом и карбонатно-силикатным расплавом чагатайского карбонатита, с одной стороны, и с гранатом ($Prp_{09}Gros_{81}$) и модельным силикатным расплавом, с другой (эксперимент при 3.0 ГПа и 1530-1565°C); для

обнаружения редких элементов использовался SIMS, по [5], обнаруживаются общие черты в контрастном поведении легких и тяжелых REE и других редких элементов.

Таблица

Sample	2/1638	2/163	2/1637	2/1789					
Kd	**Grt/L**					**CPx/L**		**Grt/CPx**	
				a	b	a	b	a	b
Li	-	-	-	0.13	0.06	0.52	0.43	0.25	0.14
Sc	1.99	2.54	3.01	4.01	3.81	1.47	1.36	2.73	2.79
V	2.37	1.65	2.00	-	-	-	-	-	-
Co	0.50	2.93	0.44	-	-	-	-	-	-
Zn	0.16	0.20	0.38	0.45	0.38	0.65	0.70	0.70	0.54
Ge	-	-	-	2.83	2.57	1.40	1.33	2.02	1.94
Rb	0.01	0.06	0.12	0.02	0.00	0.01	0.02	3.43	0.02
Sr	0.02	0.06	0.06	0.01	0.00	0.05	0.08	0.11	0.04
Y	1.92	1.41	2.48	2.27	2.24	0.06	0.07	38.43	31.72
Zr	1.44	0.76	0.85	0.65	0.59	0.09	0.11	7.04	5.32
Nb	0.09	0.14	0.17	0.04	0.03	0.01	0.03	3.69	0.91
Mo	0.30	-	-	0.50	0.03	0.01	1.01	34.96	0.03
Cs	0.01	0.06	0.10	0.08	0.00	0.00	0.03	17.83	0.00
Ba	0.01	0.07	0.11	0.02	0.00	0.01	0.04	1.35	0.00
La	0.04	0.09	0.12	0.00	0.00	0.01	0.04	0.31	0.08
Ce	0.10	0.08	0.15	0.01	0.01	0.02	0.04	0.84	0.31
Pr	0.22	0.15	0.22	0.03	0.03	0.02	0.04	1.69	0.76
Nd	0.41	0.28	0.32	0.08	0.07	0.02	0.04	3.25	1.64
Sm	0.98	0.63	0.71	0.29	0.28	0.04	0.06	8.18	5.02
Eu	1.23	0.51	0.85	0.45	0.44	0.04	0.06	11.00	7.08
Gd	1.46	0.92	1.25	0.71	0.66	0.04	0.06	16.27	10.87
Tb	1.75	0.80	1.58	1.16	1.11	0.05	0.07	22.78	16.57
Dy	1.82	1.42	1.92	1.72	1.64	0.06	0.07	29.94	23.41
Ho	1.85	1.00	2.25	2.34	2.25	0.06	0.07	38.45	31.03
Er	1.75	1.69	2.54	3.07	3.01	0.07	0.08	46.74	39.23
Tm	1.65	1.75	2.66	3.90	3.73	0.08	0.07	51.78	49.89
Yb	1.57	1.92	2.81	4.71	4.50	0.08	0.08	57.60	54.01
Lu	1.42	1.19	2.90	5.41	5.10	0.09	0.09	59.28	57.31
Hf	1.74	0.85	0.95	0.78	0.70	0.20	0.24	3.86	2.90
Ta	0.23	0.14	0.16	0.16	0.11	0.02	0.03	9.33	3.76
W	0.01	1.61	0.10	-	-	-	-	-	-
Au	0.53	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	0.01	0.16	0.10	0.51	0.00	0.02	0.05	30.65	0.00
Th	0.11	0.14	0.16	0.02	0.01	0.02	0.02	1.09	0.27
U	0.23	0.23	0.25	0.04	0.02	0.02	0.02	2.80	1.00

Подобие в распределении редких элементов между гранатом и карбонатно-силикатным (карбонатитовым) расплавом, между гранатом и силикатным расплавом делает трудным выбор алмазообразующей среды между этими двумя расплавами, если для измерения концентрации редких элементов доступен только гранат. Такая попытка была предпринята ранее [8, 9], когда предположение о карбонатитовой природе алмазообразующей среды было сделано на основе содержания редких элементов в гранате и клинопироксене (согласно данным LA-ICP-MS), сингенетически включенных в поликристаллических алмазитах.

Однако, судя по результатам настоящего исследования, такое заключение может быть оценено как предварительное, поскольку и карбонатно-силикатный и силикатный расплавы ведут себя подобным образом в отношении распределения редких элементов в случае граната.

Исследования геохимии сингенетических включений карбонатно-силикатных ростовых расплавов и минералов, которые кристаллизовались в них совместно с алмазом, достаточно сложны, а данные о распределении редких элементов между минеральными и расплавными фазами алмазообразующих систем мантии Земли были неизвестны до настоящей работы. Эти исследования представляют также интерес для геохимии мантийного вещества, поскольку образование ростовой среды для большей части природных алмазов и сингенетических минералов - часть общего процесса магматической эволюции вещества мантии.

Поддержка: гранты Президента России №№ МК-4735.2009.5, МК-4754.2009.5 и РФФИ № 08-05-00110, проекта INTAS № 05-1000008-7927 “Diamond and graphite in carbonate magmas”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Litvin Yu.A. In: Advances in High-Pressure Mineralogy (Ohtani, E., editor): Geological Society of America Special Paper. 2007. 421. 83-103;
2. Бобров А.В., Литвин Ю.А., Диваев Ф.К. // Геохимия. 2004. № 1. С. 49-60;
3. Литвин Ю.А., Джонс А.П., Берд А.Д. и др. // ДАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 528-531;
4. Литвин Ю.А., Курат Г., Добоси Г. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1300-1313;
5. Van Vesterenen W., Blundy J., Wood B. // Amer. Mineral. 1999. V. 84. P. 838-847;
6. Sweeney, R.J., Prozesky, V. and Przybylowich, W. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. 3671-3683;
7. Sweeney R.J., Green D.H., Sie S.H. // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. № 1-2. P. 1-14;
8. Kurat G., Dobosi G. // Mineral. Petrol. 2000. V. 69. P. 143-159;
9. Dobosi G., Kurat G. // Mineral. Petrol. 2002. V. 76. P. 21-38.

СВЯЗЬ МЕЖДУ ПОВЕДЕНИЕМ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И АКТИВИЗАЦИЕЙ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.
Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 152742, п. Борок, Ярославской обл., Россия
ksasha@borok.yar.ru

RELATION OF A GEOMAGNETIC FIELD BEHAVIOUR AND ACTIVATION OF BASALT MAGMATISM

Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I.
Borok Geophysical Observatory branch of Shmidt's Institute of Physics of the Earth RAS, Borok, Nekouz, Yaroslavl region, 152742, Russia
ksasha@borok.yar.ru

Comparison of the global and author's data on of the ancient geomagnetic field intensity with the reversal frequency and activity of the some endogenic processes (large basalt effusions) was carried out. In an interval 0 - 160 million years to large basalt effusions which are identified with plumes display on the Earth's surface precedes at first decrease and then growth of the paleointensity. Characteristic times between the beginning of change of the geomagnetic field characteristics and basalt volcanism activization a usually do not exceed some millions years.

В настоящем сообщении нами предпринята попытка исследования связи поведения характеристик геомагнитного поля (палеонапряженности и частоты инверсий) с интенсификацией базальтового вулканизма (проявлением суперплюмов на земной поверхности).

Данные о частоте инверсий взяты из работ [Дополнения…, 2000; Гужиков, 2004]. Данные о палеонапряженности взяты из базы данных BOROKPINT [http://wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/index_e.html] и работы [Куражковский и др., 2008].

На рис. 1 показано поведение характеристик геомагнитного поля в последние 160 млн. лет и время начала проявления суперплюмов на земной поверхности из [Добрецов, 1997; Courtillot et al., 2007]. Как видно из рис. 1, в большинстве случаев эти проявления магматизма сопровождаются примерно одинаковыми изменениями в поведении геомагнитного поля. Палеонапряженность уменьшается перед началом активизации базальтового магматизма, а затем в течение нескольких миллионов лет возрастает в среднем на (0.3 - 0.4)Но (Но - напряженность современного магнитного поля). Частота инверсий увеличивается перед магматическим событием. Характерные

времена этих циклов изменений палеонапряженности и частоты инверсий, составляют 10 - 20 млн. лет. Временной интервал между началом изменения характеристик геомагнитного поля и началом излияния базальтов составляет 2 - 5 млн. лет. Если излияния магмы происходят часто (в интервале 110 - 137 млн. лет отмечено несколько таких событий [Добрецов, 1997; Courtillot et al., 2007]), то при усреднении характеристик геомагнитного поля в соответствии с геологическими веками, короткие циклы не обнаруживаются. Это не говорит о том, что подобной цикличности в поведении характеристик геомагнитного поля не существует. Так, в работе [Куражковский и др., 2008] показано, что в валанжине, готериве, барреме, апте, альбе, сеномане можно выделить интервалы с относительно высокими и относительно низкими средними значениями палеонапряженности. К сожалению, пока фрагментарность этих данных является серьезным препятствием для их точного сопоставления с особенностями проявления базальтового магматизма.

Для кайнозоя можно провести сопоставление изменений частоты инверсий с крупными излияниями базальтов более точно. Используя результаты работ [Mazaud et al., 1983] и [Добрецов, 1997; Courtillot et al., 2007], на рис. 2 показано, что в этом возрастном интервале начало активизации базальтового вулканизма совпадает с уменьшением частоты инверсий.

Существование вариаций палеонапряженности с характерными временами порядка сотни миллионов лет впервые было установлено в работе [Большаков и Солодовников, 1981] и подтверждается современными данными. В соответствии с этими вариациями несколько менялась интенсивность базальтового магматизма. При росте и высоких значениях палеонапряженности (в мелу - палеогене) излияния базальтов происходят достаточно часто (в среднем менее чем через 15 млн. лет). При уменьшении и низких значениях палеонапряженности (в эоцене и юре) время между проявлениями плюмов увеличивается до 30 млн. лет.

Для анализа поведения палеонапряженности перед образованием сибирских трапов нет достаточного количества данных, но поведение частоты инверсий можно проанализировать по данным [Дополнения…, 2000]. Также как и в мелу - кайнозое частота инверсий возросла (265 млн. лет назад) перед образованием трапов и уменьшилась после их излияния (245 млн. лет).

Данные о палеонапряженности и частоте инверсий получены с использованием различных методик и геологических объектов. При этом перед крупными излияниями базальтов обе характеристики

геомагнитного поля меняют свое поведение. Таким образом, два вида независимо полученных палеомагнитных данных указывают на существование связи между геомагнитными и эндогенными процессами.

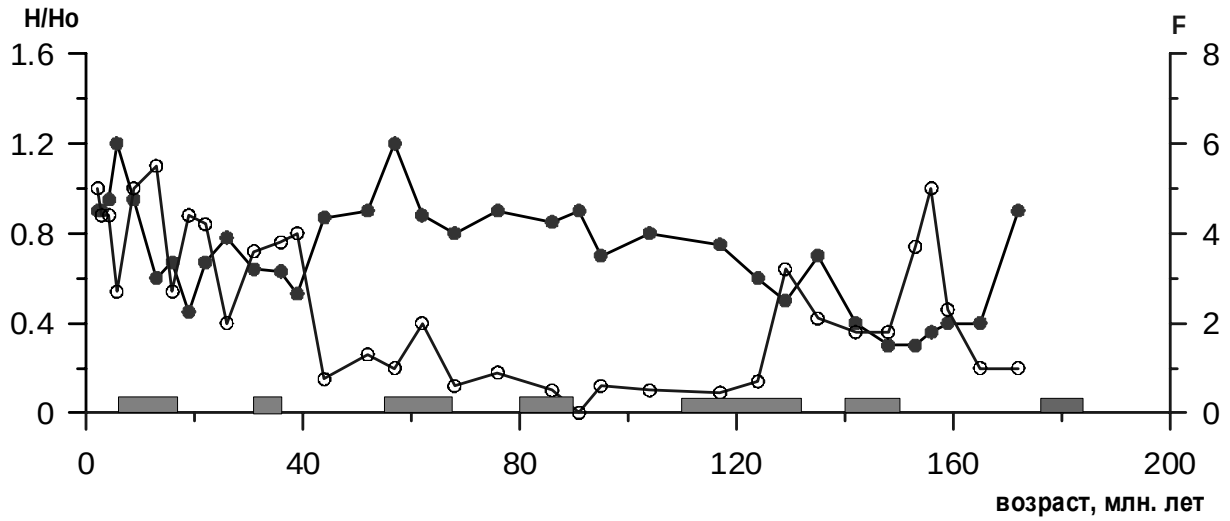


Рис. 1. Изменение средних за геологический век значений палеонапряженности (H/Ho) (темные кружки) и частоты инверсий (F) (светлые кружки). Темными прямоугольниками показаны временные интервалы излияний базальтов, идентифицируемые с проявлением плюмов на земной поверхности.

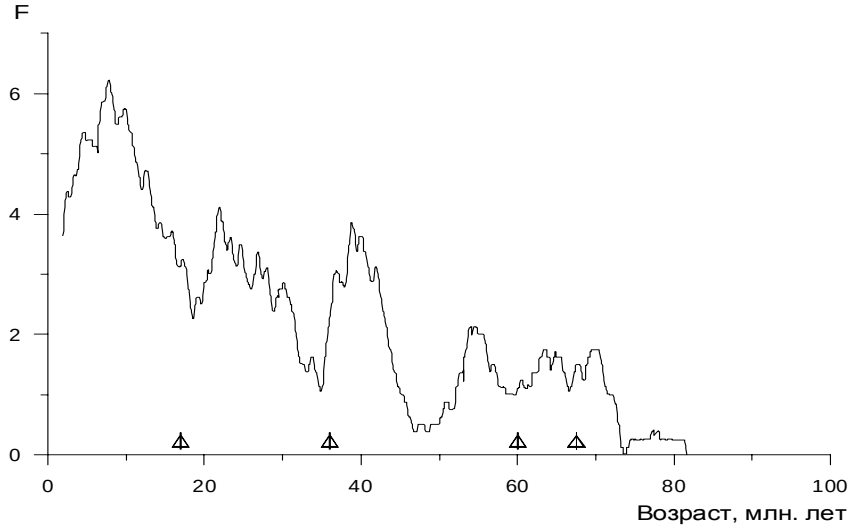


Рис. 2. Связь изменений частоты инверсий с активизацией базальтового магматизма (треугольники) в последние 80 млн. лет.

Объяснить связь между геомагнитными и геотектоническими процессами можно в рамках двух следующих широко известных предположений. Перенос тепла через границу ядро - мантия

происходит неравномерно. Ослабление теплопереноса ведет к перегреву внешнего ядра и ухудшению работы геодинамо (увеличению частоты инверсий) [Добрецов, 1997]. При интенсификации переноса тепла через границу ядро - мантия геодинамо работает более эффективно (частота инверсий уменьшается) [Larson and Olson, 1991]. Перегрев границы ядро - мантия (большая частота инверсий) ведет к последующему усилению оттока тепла к поверхности. Усиление оттока тепла к поверхности сопровождается снижением частоты инверсий и проявлению плюмового магматизма. Мы не делаем предположений о том, когда происходит формирование плюма и в какой момент осуществляется его отрыв от внешнего ядра. Тем не менее, на наш взгляд, достаточно отчетливо видно, что весь процесс от предположительного перегрева ядра до активизации вулканизма не превышает первых миллионов лет. В соответствии с этим скорость теплопереноса через мантию должна быть не меньше 1 метра в год. Это достаточно близко к оценкам, сделанным в работе [Добрецов, 1997].

ЛИТЕРАТУРА

1. Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряженность геомагнитного поля в последние 400 млн. лет // Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1340-1344.
2. Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и бореально-тетических корреляций). Дисс. док. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 2004. 399 с.
3. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН, 1997, т. 357, № 6, с. 797-800.
4. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России /Авт. и сост.: А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, Т. Н. Корень и др. Отв. ред. А.И. Жамойда- СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.111с.
5. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // Докл. РАН, 2008, т. 420, № 2, с. 243-247.
6. Courtillot V., Olson P. Mantle plumes link magnetic superhrons to phanerozoic mass depletions events // Earth and Planetary Science Letters, 2007, v. 260, p. 495-504.
7. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107(3/4), p. 437-447.

8. Mazaud A., Laj C., Laurent de Seze, Verosub K.L. 15-Myr periodicity in the frequency of geomagnetic reversals since 100 Myr // Nature, 1983, v. 304. p. 328-330.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПАЛЛАСИТОВ.

Лаврентьева З.А., Люль А.Ю., Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
e-mail: ugeochem@geochem.home.chg.ru

TO QUESTION ABOUT ORIGIN OF PALLASITES.

Lavrentjeva Z.A., Lyul A.Yu., Kolesov G.M..
V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAN) Moscow, Russian Academy of Sciences, 119991, Moscow, Russia.

In the present paper the results of chemical abundances in olivine, metal, tridimite, troilite, daubreelite and 4 fragments from Omolon pallasite are reported. Six groups of olivines with different contents of Co and REE have been revealed. Olivine REE compositions show that pallasite olivine cannot be produced by single stage differentiation from the starting material with an unfractionated REE abundance pattern.

При решении проблемы происхождения палласитов ключевыми вопросами являются когда, где и из какого материала происходила аккреция и дальнейшее формирование палласитовых метеоритов. Палласиты – это железокаменные метеориты, которые состоят в основном из оливина и Fe-Ni металла. Являются ли палласиты результатом незаконченной дифференциации вещества на силикатную фазу и металл, скажем в гравитационном поле, или они являются результатом агломерации силикатного вещества с железом - на этот вопрос пока нет однозначного ответа. На основании химического состава металла и силикатов палласиты классифицированы на основную, основную аномальную, Eagle Station и пироксенсодержащую группы [1].

В настоящей работе получены новые данные по составу минеральных фракций из палласита Омолон, которые рассматриваются с точки зрения космохимической истории палласитов. Основная цель работы – по распределению микроэлементов в отдельных минеральных фазах лучше понять петрогенезис палласитов.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОД.

Мы исследовали фракции оливинов, тридимита, металла, троилита, магнетита, добреелита и четырех фрагментов из палласита Омолон, которые были отобраны вручную под бинокулярным микроскопом МБС-2 и стереоскопическим микроскопом МПС-2 при помощи иголки. Зерна отбирались из отсеянных на ситах фракций: d>45, 45< d<75, 75< d<100, 100<d<160, 160<d<260, 260<d<360 мкм. Железо-никелевую фазу отделяли ручным магнитом и магнитной иголкой. Определения содержаний элементов во фракциях проводились в Центральной лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН оптимизированным вариантом инструментального нейтронно-активационного анализа. Метод разработан для анализа внеземного вещества [2]. Использованы программы вычитания спектров радионуклидов матричных элементов из общих спектров анализируемых образцов [3].

Палласит Омолон (250 кг) был найден в 1982 г. (упал в 1981г.) возле реки Омолон в Магаданской области. Он содержит округлые зерна оливина (около 60 об. %, размеры вплоть до 3 см, содержание Fa – 12.3 мол. %) в железоникелевой матрице, содержащей камасит, тэнит и плессит [4,5].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ.

Относительные распространенности элементов в исследованных фракциях метеорита представлены в табл. 1. В палласите Омолон идентифицированы шесть типов оливинов. Первые четыре типа различаются по распространенности Co относительно Ni и C1 хондритов. Пятый и шестой типы выделены по распределению легких редкоземельных элементов относительно C1 хондритов.

На основании полученных данных о распределении Ca в оливинах относительно C1 хондритов выделены две группы оливинов, которые формировались при высоких температурах, но с разными скоростями остывания: первая группа (низкокальциевая) - при медленном остывании, вторая группа (высококальциевая) – при быстром остывании.

Распределения элементов в оливинах палласита Омолон имеют сходства с таковыми в хондрах хондрита Каинсаз CO3 - соотношения большинства литофильных элементов соответствуют C1 хондритам. Такое распределение элементов в оливинах палласита Омолон и хондрах хондрита Каинсаз свидетельствует о том, что они образовались в едином процессе переплавления компонентов с разной температурой конденсации.

Характер распределения сидерофильных элементов в металле палласита – распространенности Ir, Co и Au относительно Ni и C1 хондритов ниже космических – свидетельствует о том, что металлическая фаза претерпела изменения в химическом составе со времени своего образования.

Анализ химического состава акцессорных минералов показал: 1) минералом - концентратором тяжелых редкоземельных элементов является тридимит, 2) троилит и добреелит были образованы в разных температурных условиях, 3) магнетит является минералом внешней зоны коры плавления.

Обнаружено четыре фрагмента, обогащенных тугоплавкими литофильными элементами с высокой степенью фракционирования РЗЭ. Необычный химический состав фаз и высокая степень фракционирования РЗЭ во фрагментах указывают на их образование при высоких температурах на ранней стадии эволюции Солнечной системы. Фазы-носители аномальных литофильных элементов во фрагментах могут быть сохранившимися реликтами первых конденсатов в ДПО.

По-видимому, не лишена основания постановка вопроса о том, не является ли образование палласита Омолон результатом агломерации сначала отдельных мелких кристаллов оливина в более крупные с последующим их объединением металлической фазой.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Wasson J. T. and Choi B. G. Main–group pallasites: chemical composition, relationship to III AB irons, and origin. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V.67. №16. P.3079-3096.

[2] Колесов Г.М, Шубина Н.А., Люль А.Ю. Оптимизация инструментального нейтронно-активационного анализа внеземного вещества: фрагментов лунных пород, метеоритов, хондр и ультратугоплавких включений. // Журнал аналитической химии. 2001. Т.56. № 11. с.1169-1172.

[3] Шубина Н.А., Колесов Г.М. Снижение пределов нейтронно-активационного обнаружения микроэлементов в искусственных и природных материалах вычитанием спектров радионуклидов матричных элементов из общего спектра исследуемого образца.//Журнал аналитической химии. 2003. Т.58. № 9. с.980-986.

[4] Пляшкевич А.А., Савва Н.Е., Павлов Г.Ф. Омолон - первый палласит Северо –Востока СССР. // Докл. АНСССР. Т.318. №1. 1991. С.197-202.

[5] Desrousseaux A., Doukhan J.C., Leroux H., Van DuysenJ.C. An analytical electron microscope investigation of some pallasites. // Phys. Earth Planet. Interiors. 1997. Vol. 103. P. 101-115.

	Na	Ca	Cr	Sc	Fe	Co	Ni	Au	La	Sm	Eu	Yb	Lu
A	0.04	0.06	0.13	0.30	0.6	0.02	<0.002	0.02	0.12	0.1	<0.2	<0.2	<0.2
B	0.04	0.08	0.10	0.30	0.6	0.02	<0.003	<0.01	0.10	0.1	<0.07	0.1	<0.2
C	0.04	0.06	0.15	0.30	0.6	0.03	0.01	<0.04	0.09	0.1	<0.08	<0.1	<0.1
D	0.03	0.12	0.10	0.35	0.6	0.02	0.007	<0.02	0.2	0.3	0.5	0.5	0.7
E	0.12	0.3	0.11	0.30	0.6	0.03	0.01	<0.05	2.1	0.9	0.8	0.3	<0.3
F	0.17	0.3	0.16	0.42	0.7	0.2	0.2	0.1	3.9	1.4	1.2	0.5	0.5
G	0.01	<0.05	5.9	0.06	3.7	0.04	0.01	<0.07	<0.5	<0.2	<0.5	<0.8	<1.1
H	0.02	<0.4	0.4	0.09	3.6	0.4	0.6	0.2	<1.3	<0.1	<0.9	<2.2	<2.5
K	0.03	<0.2	0.3	0.04	3.7	3.3	13.2	4.3	<1.3	<1.0	<1.1	<1.5	2.9
L	0.06	<2.7	148.8	0.2	1.0	0.07	0.02	0.06	<0.2	<1.4	<1.4	<1.8	<8.2
M	0.07	0.5	0.01	1.0	0.1	0.2	<0.006	<0.1	12.2	15.1	35.8	20.8	24.0
N	2.14	0.7	0.005	3.0	1.1	0.1	0.009	0.07	77.7	33.0	42.1	9.4	8.0
O	6.3	1.2	0.04	3.5	0.6	0.3	0.1	0.3	98.7	33.4	24.4	19.6	19.1
P	7.2	2.0	0.004	4.4	0.3	0.04	<0.004	<0.01	81.4	28.9	28.0	15.1	14.5
R	9.4	0.5	0.003	0.2	0.1	0.01	<0.002	<0.03	156.8	50.9	15.3	12.5	9.7

Табл. Содержания элементов во фракциях палласита Омолон, нормированные к С1- хондритам

Ю.С. ГЕНШАФТ И КОНФЕРЕНЦИИ "ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ"

Лебедев Е.Б.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
e-mail: leb@geokhi.ru

U.S. GENSHAFT END THE MEETINGS OF "PHYSICAL-CHEMICAL AND PETROPHYSICAL RESEARCH IN EARTH SCIENCES"

Lebedev E.B.
V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAN) Moscow, Russian Academy of Sciences, 119991, Moscow, Russia.

Professor Yu.S. Genshaft was one of man who worked in the field of Physical-chemical and Petrophysical Studies in Earth Sciences. He was one from the founders of these Conferences. The nine conferences was organized by Yu.S. Genshaft.

The Tenth International Conference on Physical-chemical and Petrophysical Studies in Earth Sciences in memory of Genshaft will be held on October 26-31, 2009 in Moscow and GO “Borok” IFZ RAS . The

conference was organized by the Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKhl); the Schmidt Institute of Physics of the Earth (IFZ); the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM); the Institute of Experimental Mineralogy (IEM); and the Petrophysical Commission of the Petrographic Committee of the Russian Academy of Sciences. It was sponsored by the Russian Foundation for Basic Research and the Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences.

The conference focused on the results of physical-chemical and petrophysical investigations in Earth Sciences, which provide a basis for a wide range of studies in the most important directions of the development of science, technology, and industry in the Russian Federation. These studies addressed the physical-chemical, petrophysical, and geodynamic measurements of the properties of rocks and melts; the migration and accumulation of magmatic liquids and melt compaction; the problems of petromagnetism, paleomagnetism, and regional and applied petrophysics; the nuclear physical methods of investigation; the properties of nanomaterials; the petrophysics of media simulating the conditions of the isolation and burial of radioactive wastes; mathematical modeling with application to the urgent problems of geochemistry and geophysics; petrological and geophysical approaches to the construction of models for the composition and structure of planetary bodies and cosmochemical issues; the chemical composition of geomaterials and experimental products; and techniques and methods of high-pressure experiments.

Юрий Семенович Геншафт был одним из организаторов конференции по изучению физических, химических и петрофизических свойств геологических пород и расплавов при высоких температурах и давлениях был. Благодаря широкой эрудиции и глубоким знания в области физико-химических, петрофизических теоретических исследований, проблем моделирования математического и экспериментального применительно к наиболее актуальным проблемам геохимии и геофизики. Юрию Семеновичу, вместе с оргкомитетом конференции, удалось создать работоспособный коллектив, который провел девять успешных конференций. Юрий Семенович обладал незаурядными организаторскими и ораторскими способностями и большой доброжелательностью как председатель конференции.

В нашей стране существуют хорошие традиции в изучении физических и химических свойств геологических объектов. Хорошо известны, проводившиеся ранее, совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. В

их организации и проведении большую роль играли М.П. Воларович и Н.И. Хитаров. Существует «Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии», семинар, основанный Н.И. Хитаровым. Но обсуждались вопросы о необходимости организации совещания, посвященного изучению физических, физико-химических, петрофизических и других свойств горных пород и расплавов. Первая конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» бала организована в 1997 году. Вдохновителями направления этого совещания были М.П. Воларович и Н.И. Хитаров. Первое совещание помогал организовать Вилен Андреевич Жариков. К кому бы и куда бы мы не обращались с Юрием Семеновичем в Академии наук с просьбой о поддержке организации конференции, нас поддерживали все. Мы не встречали ни одного сопротивления. Финансово и организационно нас всегда поддерживали РФФИ РАН и ОНЗ РАН Нас поддержали руководители Институтов РАН, организаторов конференции ГЕОХИ, ИФЗ. ИГЕМ, ИЭМ, и многие руководящие деятели, и сотрудники РАН, которым мы за это благодарны. Поддержали организацию конференции Н.П. Лаверов, В.Л. Барсуков, Э.М. Галимов, Н.С. Бортников, А.О. Глико. Поддержал организацию конференции О.А. Богатиков, председатель петрофизической комиссии Петрографического комитета РАН. Помогали организовать конференцию В.И. Казанский, А.А. Пек, О.Л. Кусков, К.В Лобанов, В.М. Шмонов, И.В. Закиров, В.А. Кронрод, Р.М. Насимов, Г.М. Колесов. Первое совещание открыл в ГЕОХИ Эрик Михайлович Галимов. На заседаниях конференции часто присутствовал Н.С. Бортников. А.К. Помогали проведению и организации конференций А.К. Гапеев и С.В. Анисимов, руководители Геофизической обсерватории «Борок» филиала ИФЗ РАН, на базе, которой проводились конференции. На первой конференции был сделан 51 доклад, участвовало 104 человека. В конференции участвовало много известных специалистов геохимиков, геофизиков, экспериментаторов в области высоких давлений, а также представители иностранных организаций. С 1997 года по 2009 год было проведено 9 конференций. На девятой конференции было сделано 85 докладов, участвовало 178.

На первом заседании оргкомитета по организации конференции присутствовали: Геншафт, Лебедев, Кусков, Жариков, Салтыковский. Они составили костяк оргкомитетов всех девяти конференций. Название конференции придумал Геншафт. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», рис. 1.

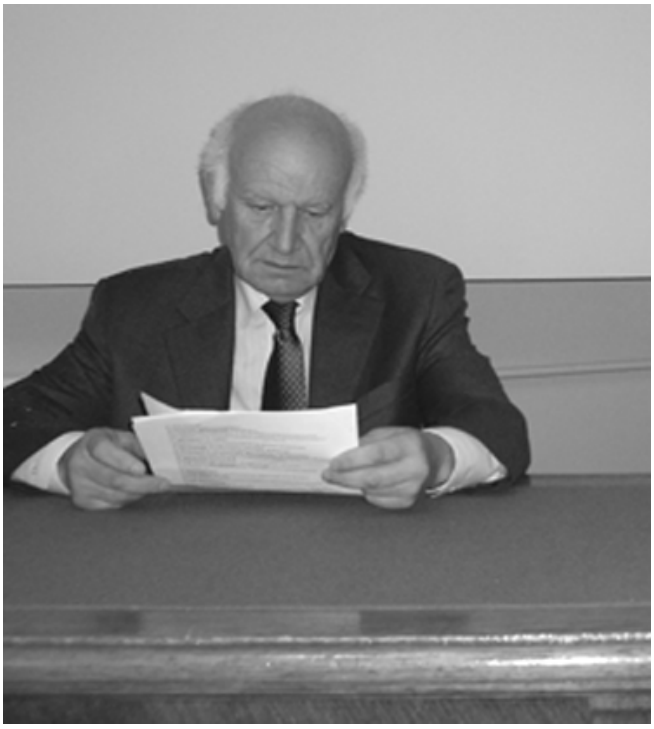


Рис. 1. Юрий Семенович Геншафт за председательским столом девятой конференции.

Рис. 2. Участники девятой конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о земле" , 2008 г.

В «Хронике», напечатанных в журнале Геохимия и отчетах о «Научном направлении» в РФФИ и ОНЗ РАН он анализировал состояние научных исследований данного направления, его задачи и полученные результаты, а также трудности в выполнении поставленных задач.

Юрий Семенович к большому нашему сожалению ушел из жизни в период подготовки нашей «Десятой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» , рис. 2. Нам стало очень трудно работать без него. Но мы надеемся провести десятую конференцию, посвятив ее памяти Юрия Семеновича Геншафта, и проводить последующие конференции на высоком уровне, помня о том, с какой страстью Юрий Семенович провел девять предыдущих конференций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630.

ЛИТЕРАТУРА

Хроники. См в конце «Материалов конференции»

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА АККУМУЛЯЦИЮ И СЕГРЕГАЦИЮ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ В ЦЕНТРОБЕЖНОМ ПОЛЕ

Лебедев Е.Б., Дернов-Пегарев В.Ф., Муравьева Н.С., Скрипник А.Я.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
e-mail: leb@geokhi.ru

INFLUENCE OF PHYSICO-CHEMICAL PROPERTIES ON THE ACCUMULATION AND SEGREGATIJN OF THE METALIC PHASES IN A CENTRIFUGAL FIELD

Lebedev E.B., Dernov-Pegarev V. P., Muraveva N. S., Skripnik A.Ya
V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAN) Moscow, Russian Academy of Sciences, 119991, Moscow, Russia.

In the present paper the results of chemical interaction of container material with model melt end influence of physico-chemical properties on accumulation of metal showed in a centrifugal field. Metalic and some ceramical container did not used in experimental study. The main goal of this study was to improve the segregation of metal using of ultrasonic vibration in a centrifuge.

При экспериментальном изучении возможных механизмов образования металлических ядер планетных тел наибольшие сложности возникают при аккумуляции металлических фаз при частичном плавлении модельного планетарного вещества (оливин-пикритовой и оливин-базальтовой смеси). Моделирование проводится на высокотемпературной центрифуге при температурах 1440-1460°C и при регулируемом потенциале кислорода. Предполагается создать приспособление, в котором исследуемый расплав подвергается воздействию центробежной силы и ультразвуковых колебаний. В ряде современных устройств для выделения фаз используются воздействие на материал ультразвука и явления кавитации. Для аккумуляции сульфидных и металлических фаз в расплаве была использована ультразвуковая установка с частотой 35 кГц вне центрифуги. Результаты показали, что с использованием ультразвука происходит более результативная аккумуляция металла. Это необходимо для того, чтобы к процессу отделения металла от расплава добавить центробежную силу, которая способствовала бы осаждению металла. Для этой цели будут использованы «оливиновые» контейнеры из крупных кристаллов форстерита, хризолита, оливинита совместно с твердофазовым буфером. Оливиновые контейнеры должны обеспечить чистоту эксперимента. В модельном расплаве будут использованы кристаллы более высокотемпературные оливины, номеров 94-96.
Температура эксперимента, температура плавления выбранного состава сульфидного железа (90 вес.%Fe и 5%S) и температура плавления основного силикатного расплава (пикрит, базальт) выше 1400°C. Опыты проводились на высокотемпературной центрифуге при T=1400-1450°C. Чистое железо плавится приблизительно при 1534°C. Присутствие серы приводит к понижению температуры плавления железа. Сульфидные эвтектические расплавы - пирита (44ат.%S или 31вес.%S; Тпл=988°C). Однако система удовлетворительно плавится выше 1430-1450°C.

Металлические контейнеры (Fe, Mo, W, Nb) и керамические (Al_2O_3, ZrO_2) по причине взаимодействия модельного расплава и осаждаемого железа не могут быть в полной мере использованы в эксперименте. Поэтому ведется подбор материалов контейнеров на основе высокотемпературных оливинов (Табл. 1,2), которые не будут взаимодействовать с модельным расплавом. Кроме того, материал контейнеров должен быть достаточно прочен, чтобы не разрушаться под воздействием ультразвука. Важным условием также является наличие в расплаве повышенного количества железа, за счет чего значительно снижается вязкость расплава.

Это облегчает осаждение железа. Составы межзерновых расплавов могут быть близки к Палласитам. Возможно также влияние фосфора, который улучшает текучесть железа. Влияние фосфора может объясняться по аналогии со Шрейберзитом. Одновременно межзерновой расплав должен содержать значительное количество MgO, которое обеспечивает несмесимость железных глобулей с силикатным расплавом и способствует аккумуляции и сегрегации металла.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 15.

Таблица 1. Химический анализ образцов оливинов.

	Природные составы					
Химиче-кий сотав	Оливин (MHP)	Пикрит Исланд-ия	Пикрит Troodos	Оливи-нит Ковдор, 29.1	Оливи-нит Ковдор, 29.2	Форсте-рит, Ковдор
Na_2O	0.00040	0.0142	0.0039	0.1710	0.00162	
SiO_2	0.45423	0.4560	0.4962	0.36372	0.36775	0.32113
MgO	0.56877	0.1817	0.1761	0.43508	0.47309	0.49803
Al_2O_3	0.00159	0.1270	0,0875	0.01436		0.0880
K_2O	0.00005	0.0400	0.0033		0.00057	0.0750
CaO	0.00225	0.1056	0.0876	0.0675	0.00546	0.04195
TiO_2	0.00000	0.8200	0.0017	0.00053		
P_2O_5	0.00016	0.0300	0.0008	0.0067		0.5060
FeO	0.00579	0.1034	0.0796	0.16474	0.14228	0.12506
MnO	0.00089	0.1900	0.0015	0.00783	0.00597	
Cr_2O_3	0.00108	0.0000			0.00023	
NiO	0.00097	0.0000		0. 00035	0.00034	0.0570
SO_3				0.0350	0.00204	
Σ	1.03618					

Таблица 2. Оливины после опытов на центрифуге.

	Межзерновые расплвы		**Пробирки** Оливин			**Контей-нер**
Химиче-кий сотав	Пикрит Графит. **SC** -41	Пикрит Исход-Ный	Графи-товая **SC** -41	Желез-ная **SC-53**	Алундо-вая **SC-47**	Форсте-ритовый
Na_2O	0.00035	0.0142	0.00035	0.00062	0.00043	

SiO_2	0.42873	0.4560	0.42873	0.45291	0.43167	0.32113
MgO	0.08663	0.1817	0.53864	0.51639	0.48814	0.49803
Al_2O_3	0.14191	0.1270	0.00170	0.00079	0.00147	0.0880
K_2O	0.00464	0.0400	0.00000	0.00000	0.00016	0.0750
CaO	0.10957	0.1056	0.00091	0.00129	0.00140	0.04195
TiO_2	0.00145	0.8200	0.00048	0.00010	0.00057	
P_2O_5	0.00000	0.0300	0.00057	0.00000	0.00030	0.5060
FeO	0.00405	0.1034	0.09511	0.10306	0.10869	0.12506
MnO	0.00115	0.1900	0.00152	0.00164	0.00212	
Cr_2O_3	0.00083	0.0000	0.00089	0.00000	0.00060	
NiO	0.00090	0.0000	0.00241	0.00295	0.00316	0.0570
Σ	1.03535		1.06832	1.07975	1.03869	

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАТЕРИАЛА КОНТЕЙНЕРА С МОДЕЛЬНЫМ РАСПЛАВОМ В ЦЕНТРОБЕЖНОМ ПОЛЕ

Лебедев Е.Б., Рощина И. А., Кононкова Н. Н.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
e-mail: leb@geokhi.ru

THE INTERACTION OF CONTAINER MATERIAL WITH MODEL MELT IN A CENTRIFUGAL FIELD

Lebedev E.B., Roschina I. A., Kononkova N. N.
V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAS) Moscow, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

In the present paper the results of chemical interaction of container material with model melt showed in a centrifugal field. Metalic and some ceramical container did not used in experimental study. Now we elabotate some chryzolite and forsterite container.

При моделировании образования металлических ядер планетных тел (Луны) в экспериментальных работах при высокотемпературном центрифугировании по сегрегации железа в системах железосульфидных и железо-углеродно-сульфидных и силикатных расплавах при высоких восстановительных условиях, выше железо-вюститового буфера (log pO_2 = ~ -11,5) при температурах около 1450°C возникла проблема материала контейнера, содержащего расплав.

Проблема материала контейнера имеет большое значение в экспериментах и еще остается нерешенной. Наиболее подходящим могли бы быть контейнеры из железа. Они одновременно выполняли бы роль контейнера и кислородного буфера, но они не выдерживают высокую температуру опыта (T=1450°C). Алунд, двуокись циркония при высоких температурах частично реагирует с исследуемым расплавом. Вольфрам трудно отличить от малых количеств железа при его оседании. Проводился подбор материала контейнеров (WC, W, Mo) и в качестве твердофазовых буферов и контейнеро при использовании жаропрочных сплавов (Cr, Ni, Nb, V, Ta). Металлические и керамические (Al_2O_3, ZrO_2) контейнеры оказались мало пригодными.

В настоящее время используются «оливиновые» контейнеры из крупных кристаллов форстерита, хризолита, оливинита совместно с твердофазовым буфером. Оливиновые контейнеры должны обеспечить чистоту эксперимента. Появления в исходном модельном расплаве дополнительных элементов исключается.

Составы фаз.

Для выяснения особенностей движения и аккумуляции сульфидных фаз в частично расплавленном силикатном веществе в качестве объектов исследования использовались составы системы *оливин (Ol) - пикритовый расплав (Pic)- железосульфидный расплав состава (95вес.%Fe, 5вес.%S)* с следующими пропорциями кристаллической и расплавной фаз: *и 85вес.% Ol, 10 вес.% Pic, 5 вес.%* FeS *(95вес.%Fe, 5вес.%S)*

Исходные смеси готовились из природных материалов: оливина, пикрита, базальта, металлического железа и пирита.

Таблица 1. Химический анализ образцов опытов: **SC** -41, **SC-53, SC-47** (после центрифугирования). Температура опытов T=1400°C.

	Природные составы		**Пробирки** Межзерновые расплавы			
Химиче-кий сотав	Оливин **SC -41**	Пикрит Исланд-ия	Графи-товая **SC -58**	Желез-ная **SC-53**	Алундо-вая **SC-47**	Алундо-вая **SC-97**
Na_2O	0.00040	0.0142	0.00427	0.01209	0.01045	
SiO_2	0.45423	0.4560	0.67993	0.60433	0.43935	0.4741
MgO	0.56877	0.1817	0.08663	0.08778	0.15657	0.1812
Al_2O_3	0.00159	0.1270	0.14191	0.13082	0.22896	
K_2O	0.00005	0.0400	0.00464	0.00160	0.00143	0.0750
CaO	0.00225	0.1056	0.10957	0.12223	0.06624	0.04195

TiO_2	0.00000	0.8200	0.00145	0.00584	0.00510	
P_2O_5	0.00016	0.0300	0.00000	0.00037	0.00000	
FeO	0.00579	0.1034	0.00405	0.07458	0.10894	0.0076
MnO	0.00089	0.1900	0.00115	0.00353	0.00250	
Cr_2O_3	0.00108	0.0000	0.00083	0.00262	0.00256	
NiO	0.00097	0.0000	0.00090	0.00004	0.00000	
Σ	1.03618		1.03535	1.04582	1.02210	

Исходный расплав SC-97 составлял **20 %** FeO (типа Палласита)

Таблица 2. Оливины после опытов

	Природные составы		**Пробирки** Оливин			**Контей-нер**
Химиче-кий сотав	Оливин (МНР)	Пикрит Исланд-ия	Графи-товая **SC** -41	Желез-ная **SC-53**	Алундо-вая **SC-47**	Форсте-ритовый
Na_2O	0.00040	0.0142	0.00035	0.00062	0.00043	
SiO_2	0.45423	0.4560	0.42873	0.45291	0.43167	0.32113
MgO	0.56877	0.1817	0.53864	0.51639	0.48814	0.49803
Al_2O_3	0.00159	0.1270	0.00170	0.00079	0.00147	0.0880
K_2O	0.00005	0.0400	0.00000	0.00000	0.00016	0.0750
CaO	0.00225	0.1056	0.00091	0.00129	0.00140	0.04195
TiO_2	0.00000	0.8200	0.00048	0.00010	0.00057	
P_2O_5	0.00016	0.0300	0.00057	0.00000	0.00030	0.5060
FeO	0.00579	0.1034	0.09511	0.10306	0.10869	0.12506
MnO	0.00089	0.1900	0.00152	0.00164	0.00212	
Cr_2O_3	0.00108	0.0000	0.00089	0.00000	0.00060	
NiO	0.00097	0.0000	0.00241	0.00295	0.00316	0.0570
Σ	1.03618		1.06832	1.07975	1.03869	

Результаты анализа взаимодействия модельного расплава и стенок контейнеров (Табл. 1.) говорят о том, что происходит снижение концентрации некоторых важных элементов (особенно MgO) и повышения других компонентов расплава (Al_2O_3) , ответственных за аккумуляцию и сегрегации железа.

В некоторых случаях изменение концентрации расплава и влияние различных компонентов оказывается существенным. Поэтому разработаны и будут применяться форстеритовые и хризолитовые контейнеры, которые должны улучшать осаждение железа (Табл. 2).

Состав фаз определялись при помощи электроннозондового микроанализатора. Контроль состава расплава и стенок контейнера осуществлялся и рентгенофлюоресцентным методом анализа. Определение проводили на спектрометре AXIOS Advanced, (Голландия).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 15.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАТЕРИАЛА КОНТЕЙНЕРА С МОДЕЛЬНЫМ РАСПЛАВОМ В ЦЕНТРОБЕЖНОМ ПОЛЕ

Лебедев Е.Б., Рощина И. А., Кононкова Н. Н.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
e-mail: leb@geokhi.ru

THE INTERACTION OF CONTAINER MATERIAL WITH MODEL MELT IN A CENTRIFUGAL FIELD

Lebedev E.B., Roschina I. A., Kononkova N. N.
V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAS) Moscow, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

In the present paper the results of chemical interaction of container material with model melt showed in a centrifugal field. Metalic and some ceramical container did not used in experimental study. Now we elabotate some chryzolite and forsterite container.

При моделировании образования металлических ядер планетных тел (Луны) в экспериментальных работах при высокотемпературном центрифугировании по сегрегации железа в системах железосульфидных и железо-углеродно-сульфидных и силикатных расплавах при высоких восстановительных условиях, выше железо-вюститового буфера (log pO_2 = ~ -11,5) при температурах около 1450°C возникла проблема материала контейнера, содержащего расплав.

Проблема материала контейнера имеет большое значение в экспериментах и еще остается нерешенной. Наиболее подходящим могли бы быть контейнеры из железа. Они одновременно выполняли бы роль контейнера и кислородного буфера, но они не выдерживают высокую температуру опыта (T=1450°C). Алунд,

двуокись циркония при высоких температурах частично реагирует с исследуемым расплавом. Вольфрам трудно отличить от малых количеств железа при его оседании. Проводился подбор материала контейнеров (WC, W, Mo) и в качестве твердофазовых буферов и контейнеро при использовании жаропрочных сплавов (Cr, Ni, Nb, V, Ta). Металлические и керамические (Al_2O_3, ZrO_2) контейнеры оказались мало пригодными.

В настоящее время используются «оливиновые» контейнеры из крупных кристаллов форстерита, хризолита, оливинита совместно с твердофазовым буфером. Оливиновые контейнеры должны обеспечить чистоту эксперимента. Появления в исходном модельном расплаве дополнительных элементов исключается.

Составы фаз.

Для выяснения особенностей движения и аккумуляции сульфидных фаз в частично расплавленном силикатном веществе в качестве объектов исследования использовались составы системы *оливин (Ol) - пикритовый расплав (Pic)- железосульфидный расплав состава (95вес.%Fe, 5вес.%S)* с следующими пропорциями кристаллической и расплавной фаз: *и 85вес.% Ol, 10 вес.% Pic, 5 вес.%* FeS *(95вес.%Fe, 5вес.%S)*

Исходные смеси готовились из природных материалов: оливина, пикрита, базальта, металлического железа и пирита.

Таблица 1.

Химический анализ образцов опытов: **SC** -41, **SC-53, SC-47** (после центрифугирования). Температура опытов T=1400°C.

	Природные составы		**Пробирки** Межзерновые расплавы			
Химиче-кий сотав	Оливин **SC -41**	Пикрит Исланд-ия	Графи-товая **SC -58**	Желез-ная **SC-53**	Алундо-вая **SC-47**	Алундо-вая **SC-97**
Na_2O	0.00040	0.0142	0.00427	0.01209	0.01045	
SiO_2	0.45423	0.4560	0.67993	0.60433	0.43935	0.4741
MgO	0.56877	0.1817	0.08663	0.08778	0.15657	0.1812
Al_2O_3	0.00159	0.1270	0.14191	0.13082	0.22896	
K_2O	0.00005	0.0400	0.00464	0.00160	0.00143	0.0750
CaO	0.00225	0.1056	0.10957	0.12223	0.06624	0.04195
TiO_2	0.00000	0.8200	0.00145	0.00584	0.00510	
P_2O_5	0.00016	0.0300	0.00000	0.00037	0.00000	
FeO	0.00579	0.1034	0.00405	0.07458	0.10894	0.0076
MnO	0.00089	0.1900	0.00115	0.00353	0.00250	

Cr_2O_3	0.00108	0.0000	0.00083	0.00262	0.00256	
NiO	0.00097	0.0000	0.00090	0.00004	0.00000	
Σ	1.03618		1.03535	1.04582	1.02210	

Исходный расплав SC-97 составлял **20 %** FeO (типа Палласита)

Таблица 2. Оливины после опытов

	Природные составы		**Пробирки** Оливин			**Контей-нер**
Химиче-кий сотав	Оливин (МНР)	Пикрит Исланд-ия	Графи-товая **SC** -41	Желез-ная **SC-53**	Алундо-вая **SC-47**	Форсте-ритовый
Na_2O	0.00040	0.0142	0.00035	0.00062	0.00043	
SiO_2	0.45423	0.4560	0.42873	0.45291	0.43167	0.32113
MgO	0.56877	0.1817	0.53864	0.51639	0.48814	0.49803
Al_2O_3	0.00159	0.1270	0.00170	0.00079	0.00147	0.0880
K_2O	0.00005	0.0400	0.00000	0.00000	0.00016	0.0750
CaO	0.00225	0.1056	0.00091	0.00129	0.00140	0.04195
TiO_2	0.00000	0.8200	0.00048	0.00010	0.00057	
P_2O_5	0.00016	0.0300	0.00057	0.00000	0.00030	0.5060
FeO	0.00579	0.1034	0.09511	0.10306	0.10869	0.12506
MnO	0.00089	0.1900	0.00152	0.00164	0.00212	
Cr_2O_3	0.00108	0.0000	0.00089	0.00000	0.00060	
NiO	0.00097	0.0000	0.00241	0.00295	0.00316	0.0570
Σ	1.03618		1.06832	1.07975	1.03869	

Результаты анализа взаимодействия модельного расплава и стенок контейнеров (Табл. 1.) говорят о том, что происходит снижение концентрации некоторых важных элементов (особенно MgO) и повышения других компонентов расплава (Al_2O_3) , ответственных за аккумуляцию и сегрегации железа.

В некоторых случаях изменение концентрации расплава и влияние различных компонентов оказывается существенным. Поэтому разработаны и будут применяться форстеритовые и хризолитовые контейнеры, которые должны улучшать осаждение железа (Табл. 2).

Состав фаз определялись при помощи электроннозондового микроанализатора. Контроль состава расплава и стенок контейнера осуществлялся и рентгенофлюоресцентным методом анализа. Определение проводили на спектрометре AXIOS Advanced, (Голландия).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 15.

АЛГОРИТМ РАСПОЗНАВАНИЯ СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)

Леляев П.А.[a], Салтыковский А.Я.[a], Надёжка Л.И.[b], Семёнов М.Е.[b]
[a]Институт физики Земли РАН, [b]Воронежский Государственный Университет
norby76@gmail.com

RECOGNIZING ALGORITHM OF ROCK COMPOSITION ACCORDING TO COMPLEX OF GEOPHYSICAL DATA (ON AN EXAMPLE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIVE)

Leljaev P.A.[a], Saltykovsky A.Ja. [a], Nadyezhka L.I. [b], Semyenov M.E. [b]
norby76@gmail.com

To make crust and upper mantle model material composition data are required that often is difficult and expensive work directly to get. In this article the algorithm of prediction of the material composition using the layer's geophysical data is proposed, based on research and finding patterns in the database of petrophysical properties of rocks. From the combination of petrophysical characteristics according to the algorithm described in the article the sample can be ranked to one of the studied rock types, which presence in the layer would determine its material composition.

Построение вещественных (петрологических) моделей земной коры и верхней мантии является достаточно сложной задачей. Оно связано с прогнозом, основанным, как правило, на вероятностных знаниях о химическом составе и физических свойствах горных пород и результатов геофизических исследований, основанных, главным образом, на изучении сейсмических волн (V_P, V_S) и данных гравиметрии.

На основе экспериментальных данных для петрографических комплексов, входящих в эрозионный срез докембрия Воронежского кристаллического массива, была сделана попытка создания алгоритма распознавания, с определённой вероятностью,

петрографического комплекса по значениям скорости продольных волн и плотности при нормальных *PT*-условиях.

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) – один из крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы. В эрозионном срезе докембрия ВКМ выделяется несколько крупных структур первого порядка: Брянский, Курский и Хопёрский мегаблоки, Лосевская шовная зона. В эрозионном срезе докембрия Лосевской шовной зоны выделяются вулканогенно-осадочные породы лосевской серии протерозоя и значительные по площади поля мигматитов.

Для исследований были выбраны 7 основных типов горных пород, представляющих эрозионный срез докембрия ВКМ. К метаморфическим относятся гнейсы, сланцы, мигматиты и амфиболиты, к магматическим – граниты, диориты, габбро. Образцы пород получены из скважин. Из выборки исключены образцы, которые несут на себе следы постмагматических изменений и выветривания. Все образцы были взяты с глубин не менее 25 м непосредственно из фундамента. Всего было использовано 1589 образцов различных по составу горных пород. Из них 328 гнейсов, 536 сланцев, 68 мигматитов, 381 амфиболит, 109 гранитов, 55 диоритов и 112 габбро. Для каждого образца были известны значения V_P и плотности (σ).

Скорость продольных сейсмических волн в выборке изменяется от 2,60 до 9,00 км/с. Широкий диапазон значений обусловлен, в частности, некоторым различием в химическом составе. Основные статистические характеристики исследуемых образцов сведены в таблице.

Учитывая, что распределения скорости и плотности для каждой породы фактически близки к нормальному распределению (рис. 1), для дальнейших исследований использовались выборки тех типов пород, которые характеризуются значениями скорости и плотности, попадающими в интервал - среднее значение ± утроенное среднеквадратическое отклонение. Такие значения плотности и скорости наиболее оптимально отражают свойства каждого анализируемого типа пород.

Алгоритм распознавания породы по комплексу её петрофизических свойств в данном случае фактически предполагает раскраску плоскости (V_P-σ) в различные цвета (либо в черно-белом варианте выделение крапом), каждый из которых соответствует одному из исследуемых типов пород. Заметим также, что невозможно построить универсальную систему правил, пригодную для распознавания горных пород в любом регионе, поскольку у них могут существенно различаться физические

свойства. Однако, и для одного региона такую систему можно построить множеством способов. Распространённые алгоритмы OLAP и Data Mining (кластерный анализ, метод линейной регрессии, нейросети, ассоциативная карта Кохонена, построение дерева решений), реализованные в уже существующем программном обеспечении (Deductor Studio, STATISTICA и т.д.), дают на практике крайне низкий (< 50%) уровень достоверности полученных результатов. Поэтому возникла необходимость разработки нового алгоритма, позволяющего по двум информативным признакам реализовать распознавание объекта. Фактически задача сводится к нахождению наименьшего расстояния от точки до множества. В качестве такого расстояния была предложена длина среднего вектора (суммарного вектора до точек множества, длина которого уменьшена в количество раз, равное количеству точек).

Программа, реализующая данный алгоритм, была написана на языке C++ в программной среде Microsoft Visual Studio. Результат её работы приведён на рис. 2. По получившийся картинке об уровне достоверности работы данного алгоритма нельзя делать однозначных утверждений, однако видно, что, например, наименьшие скорость и плотность в совокупности соответствуют гранитам, наибольшие – амфиболитам и габбро и т.д., что подтверждает уже имеющуюся геологическую информацию и вполне с ней согласуется. Ещё раз заметим, что практическое применение данный метод применим только к изучаемому региону, в данном случае – к ВКМ. Кроме того, полученные результаты позволяют высказать предположение, что при использовании другой меры при вычислении расстояния от точки, характеризующей ту или иную породу, до конечного множества, можно рассчитывать на больший уровень достоверности, то есть, иными словами, предложенный в работе метод открывает возможности для дальнейших исследований в этой области. Указанный алгоритм может быть использован и для других регионов – там, где наши знания о составе пород основываются лишь на скважинных образцах.

Тип породы	**Кол.**	**Среднее**	**Медиана**	**Мода**	**Min**	**Max**	**Дисперсия**	**Ср.кв.откл**
Метаморфические амфиболиты								
σ	**381**	**2.929**	**2.950**	**3.020**	**2.450**	**3.230**	**0.0112**	**0.1066**
V_P	**381**	**6.143**	**6.250**	**6.350**	**3.150**	**7.400**	**0.2574**	**0.5073**
Гнейсы								
σ	**328**	**2.745**	**2.730**	**2.710**	**2.120**	**3.210**	**0.014677**	**0.1211**

V_P	328	5.624	5.750	5.800	2.600	9.00	0.4591	0.6776
Мигматиты								
Σ	68	2.669	2.665	2.650	2.620	2.740	0.0009	0.0309
V_P	68	5.627	5.650	5.750	4.750	6.250	0.1487	0.3856
Сланцы								
σ	536	2.793	2.790	2.800	2.450	3.240	0.0129	0.1134
V_P	536	5.638	5.700	5.650	3.050	7.200	0.3450	0.5873
Магматические габбро								
Σ	112	2.887	2.890	2.890	2.650	3.410	0.0111	0.1053
V_P	112	6.176	6.150	6.400	4.950	7.110	0.1852	0.4304
Граниты								
Σ	109	2.666	2.650	2.640	2.400	3.030	0.0065	0.0806
V_P	109	5.572	5.750	5.950	3.600	6.550	0.3327	0.5768
Диориты								
Σ	55	2.737	2.720	2.710	2.650	3.000	0.0028	0.0534
V_P	55	5.886	5.800	5.800	4.900	6.650	0.1076	0.3281

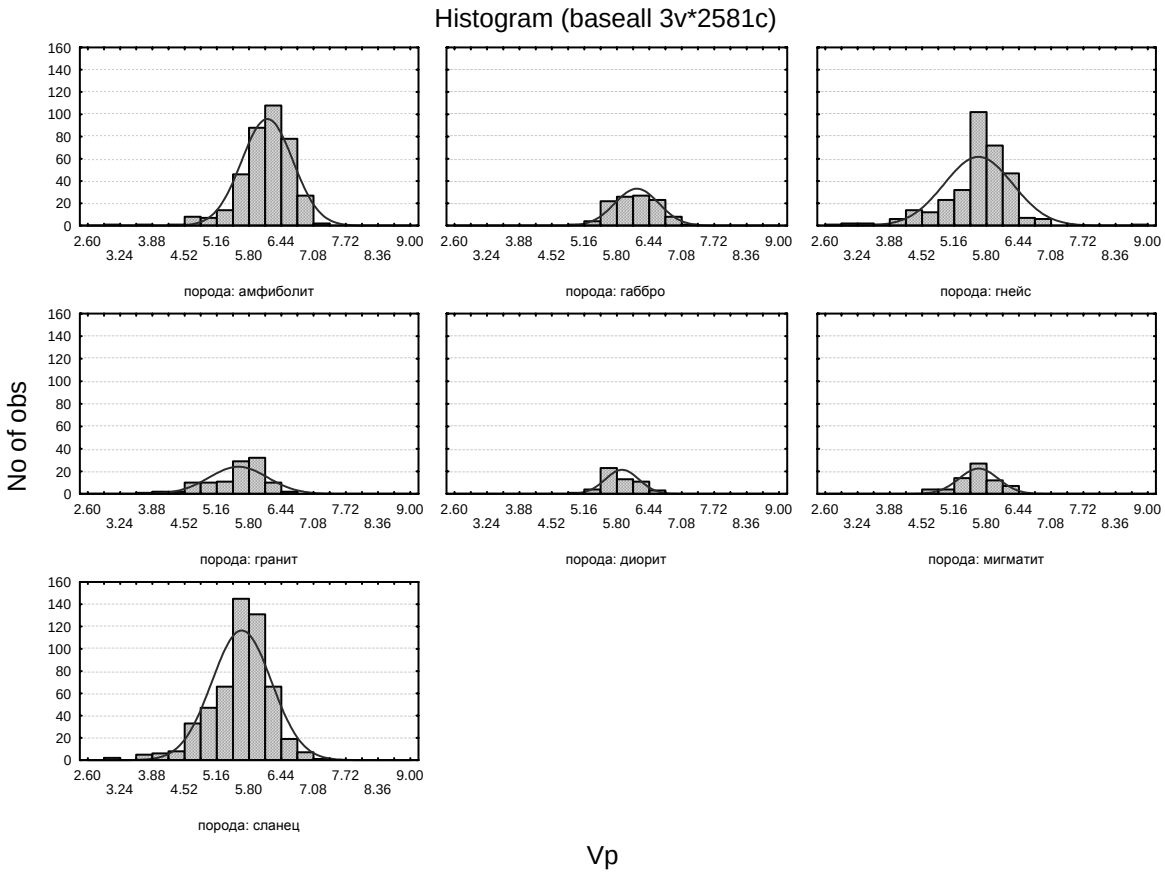


Рис.1

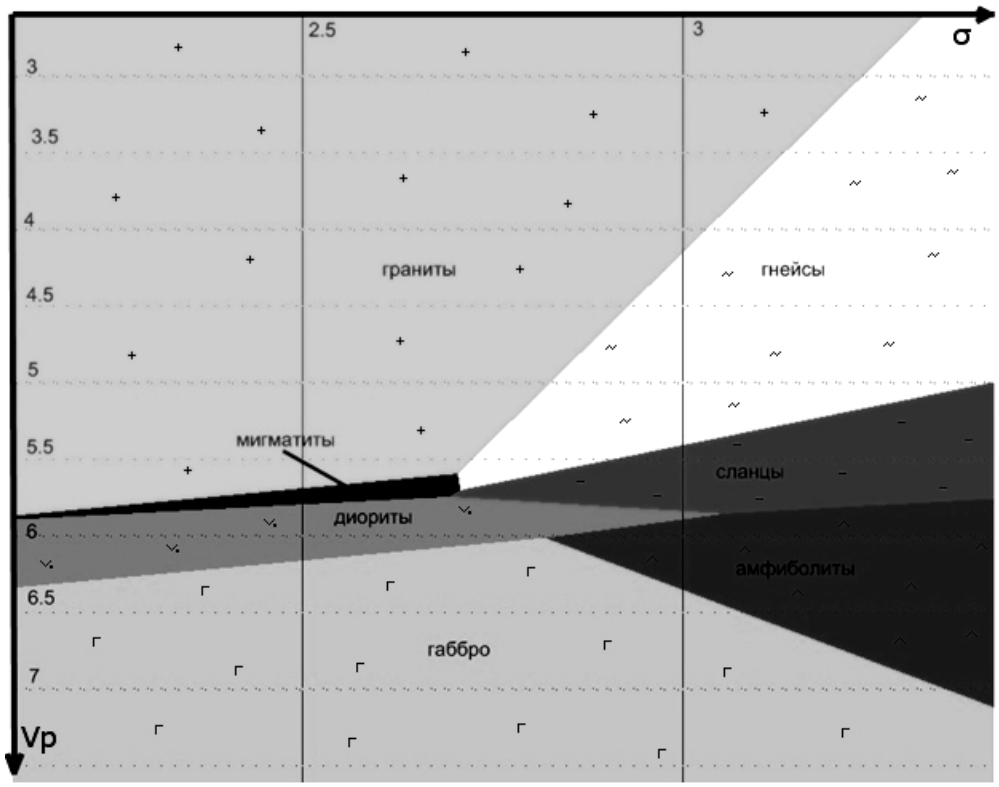


Рис. 2

ИЗМЕНЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОБРАЗЦОВ В ПРОЦЕССЕ НАГРЕВОВ

Лобанов К.В.[a], **Кочегура В.В.**[b]
a – ИГЕМ РАН, b – ВСЕГЕИ, lobanov@igem.ru

THE CHANGE OF MAGNETIC PROPERTIES AND MINERAL COMPOSITION OF SAMPLES IN THE COURSE OF HEATINGS

Lobanov K.V. [a], **Kochegura V.V.**[b]
[a]IGEM RAS, [b]VSEGEI

В процессе изучения магнитных свойств метаморфических пород Печенгского района образцы подвергались температурной магнитной чистке при температурах от 100 до 600°С для выделения компонент естественной остаточной намагниченности, возникавших на разных этапах преобразования пород.

Магнитная восприимчивость многих образцов после нагрева до 400 начинала возрастать, а при 500-600°С даже в несколько раз, а в отдельных случаях на целый порядок превосходила свое первоначальное значение. Это связано с известным в практике палеомагнитных исследований изменением минерального состава образцов в процессе лабораторных нагревов. При достаточно

хорошей экранировке внешнего геомагнитного поля это не препятствует проведению температурной магнитной чистки, так как этом случае ни уже имеющиеся в породе, ни вновь образующиеся ферромагнитные минералы не приобретают термоостаточной намагниченности и не влияют на полученные результаты.

Установлено, что начиная с температурного интервала (350-400°С) резко возрастала магнитная вязкость многих образцов. Это существенно увеличивало время измерения их намагниченности и понижало точность измерений. Такая аномально высокая вязкая намагниченность возникает в образцах под действием геомагнитного поля в те доли минуты, пока образец в процессе измерений извлекается из пермаллоевых экранов рок-генератора для изменения его позиции. Для обычной вязкой намагниченности характерны приблизительно одинаковые скорости роста в магнитном поле и самопроизвольного спада в отсутствие поля. Возникшая менее, чем за минуту, остаточная намагниченность спадала лишь за несколько десятков минут, что более характерно для других видов намагниченности, например, нормальной.

Возникновение такой магнитной вязкости после лабораторных нагревов объясняется возникновением в образцах новой ферромагнитной фазы со специфическими магнитными свойствами. Так, длительный спад намагниченности, возникшей в результате сравнительно кратковременного воздействия небольшого магнитного поля, может быть связан с однодоменными суперпарамагнитными частицами, спонтанное уменьшение намагниченности которых определяется в первую очередь их собственным временем релаксации.

Для проверки этого предположения отобраны образцы, из которых для Ж-35, П-14, ПЛ-12 эффект магнитной вязкости выражен очень ярко, и трех, которые не дают такого эффекта Ж-16, М-25, М-183. В таблице 1 приведены значения их магнитной восприимчивости до (X_0), после нагрева (X_t) и их отношение, К.

Таблица 1

Образец	X_0	X_t	$K= X_0/ X_t$
Ж-35	1117	10410	9,3
П-14	514	826	1,6
ПЛ-12	233	544	2,3
Ж-16	2800	2290	0,81
М-25	4350	3600	0,83
М-183	1220	1017	0,83

Отношение К больше единицы для первой и меньше единицы - для второй группы образцов. Это согласуется с предположением,

что наблюдаемый эффект связан с минеральными новообразованиями. Для подтверждения этого в ИГЕМе были проведены детальное петрологическое изучение и определение химического состава минералов на рентгеновском микроанализаторе MS-46 «Cameka» в образцах до и после нагрева до 600°С.

Таблица 2. Минеральный состав образцов пород

№ образца	Породы	Минералы (%)							
		Пл	Кв	Би	Му	Акт, Рог	Эп	Ап, Пр, Сф, Хл , Кар, Цир	Мт, Ил, Пирр, Хал
Ж-35	Габбро	35				25	10	20	10
П-14	Би гнейс	45	28	20	3			2	2
П-12	Би гнейс	35	35	26				2	2
Ж-16	Перидотит	20				35		30	15
М-25	Би гнейс	35	25	20			12	5	3
М-183	Би гнейс	45	35	8	5		2	3	2

В образце Ж-35 отмечен лейкоксен с редкими полосками распада титаномагнетита или ильменита и значительные участки мелкозернистого хлорита. Вблизи участков хлорита мелкозернистый хлорит цементируется пренитом. После нагрева установлено: тонкочешуйчатый хлорит превратился в красно-бурую массу гидроокислов и, возможно, окислов железа; лейкоксен заместился красно-бурой просвечивающей массой со следами полосок распада. Произошло восстановление титаномагнетита.

В образце П-14 после нагрева отмечено, что вокруг зерен циркона сформировалась оболочка эпидота в виде радиальных призм или изотропного вещества (возможно, тонких зерен магнетита). В ПЛ-12 после нагрева в краевых частях пластин биотита возникла темная кайма - произошла опацитизация с формированием микрозерен магнетита, то есть преобразование кристаллов биотита в опацит - агрегат мелких черных непрозрачных зерен. В Ж-16 - отмечено большое количество бурых пятен в хлорите трансверсия пирротина, т.е. формирование окислов железа.

В образце М-25 после нагрева - заметных отличий не обнаружено, можно отметить формирование мелких зерен магнетита в силикатах. В пирите формирование магнетита наблюдается в краевых частях зерен. В М-183 - различия отмечаются с трудом - появление темной каемки в пластинах биотита - произошел процесс опацитизации.

В дополнение к петрологическим исследованиям был выполнен на микрозонде химический анализ двух образцов - Ж-35 и ПЛ-12 до и после нагрева. В Ж-35 химический анализ был выполнен по породе в целом и по роговой обманке (Рог.) (Таблица 3). Замещение актинолита роговой обманкой сопровождается уменьшением железа и титана, возрастает содержание магния, кремния и алюминия.

Таблица 3

	Ж-35 – габбро				ПЛ-12 – биотитовый гнейс			
	до нагрева		после нагрева		до нагрева		после нагрева	
	Пор.	Рог.	Пор.	Рог.	Би	Пл	Би	Пл
SiO_2	47,72	54,98	54,04	47,70	38,86	66,03	35,94	63,91
TiO_2	0,83	0,07	0,66	0,48	0,75	-	1,94	-
Al_2O_3	15,72	1,68	14,01	8,52	17,02	21,44	18,07	23,15
Fe_20_3	3.23	1,41	1,15	4,09	1,90	-	4,68	-
FeO	9,70	11,27	9,05	13,02	10,96	-	16,70	-
MnO	0,17	0,18	0,15	0,30	0,09	-	0,22	-
MgO	7,00	15,97	5,72	11,03	16,15	-	8,74	-
CaO	9,50	12,64	9,23	11,60	0,09	2,67	0,12	4,28
Na_2O	1,08	-	2,52	0,81	0,19	9,80	0,24	9,45
K_2O	0,47	0,08	1,27	0,60	10,00	0,04	8,89	-
∑	98,69	100,61	100,22	100,3	99,65	99,98	99,35	100,83

Высвобождающееся железо тут же выпадает в породе в виде магнетитовой «пыли». После нагревания повышается железистость роговой обманки. В образце ПЛ-12 химический анализ до и после нагрева был выполнен по биотиту и плагиоклазу. Установлено повышение после нагрева железистости биотита - появление мелких зерен магнетита.

Полученные данные убедительно подтверждают предположение, что изменение магнитных свойств образцов в процессе лабораторных нагревов связано с новообразованием ферромагнитных минералов. Подтверждается и то, что среди новообразованных минералов важную роль играют мелкие зерна магнетита. Среди этих, вновь образовавшихся зерен магнетита, отмечены однодоменные, обладающие суперпарамагнитными свойствами.

По всей вероятности, эффект аномально высокой магнитной вязкости образцов после нагрева связан с изменениями таких минералов, как хлорит и биотит, опатицизация которого приводит к возникновению мельчайшей магнетитовой «пыли». Эти данные должны учитываться при «магнитотермической» диагностике пород. Явление «асимметричной» вязкости, обнаруженное в этих

экспериментах, так называемая «изотермическая» термовязкая намагниченность, сопряженная с физико-химической релаксацией состава новообразованных ферромагнетиков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герник В.В. Диагностика субмикроскопических включений в магнитных минералах. Док АН СССР, 1979, т. 245, № 6.
2. Петров И.Н. Высокотемпературная память остаточной намагниченности магнетита. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1986, № 7.
3. Kazansky V.I., Kochegura V.V., Lobanov K.V. Paleomagnetic characterization of tectonic block rocks in the Pechenga district // Abstract Intern. Symposium IGCP, 275, 257. Petrozavodsk, 1992. pp. 33-35.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ СГ-3 И НА ПОВЕРХНОСТИ

Лобанов К.В.
ИГЕМ РАН, e-mail: lobanov@igem.].ru

STRUCTURAL-PETROPHYSICAL CORRELATION OF FOLDING ZONES IN THE SECTION OF SG-3 BOREHOLE AND SURFACE

Lobanov K.V.
IGEM RAS

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) пересекла несколько зон разрывных нарушений. Большое число разрывных нарушений согласно с залеганием пород северопеченгской серии. Важную роль в Печенгской структуре имеют зоны Лучломпольского разлома и контакта северопеченгской и кольской серий.

Важную роль в структуре Печенгского рудного поля занимают межпластовые тектонические зоны синметаморфического рассланцевания, которые привели к формированию чешуйчато-блоковых структур. В разрезе СГ-3 и на поверхности выделены четыре тектонических зоны. Значения петрофизических параметров пород в межпластовые тектонические зонах характеризуются наиболее высокой плотностью, пористостью и КАVp (рис. 1).

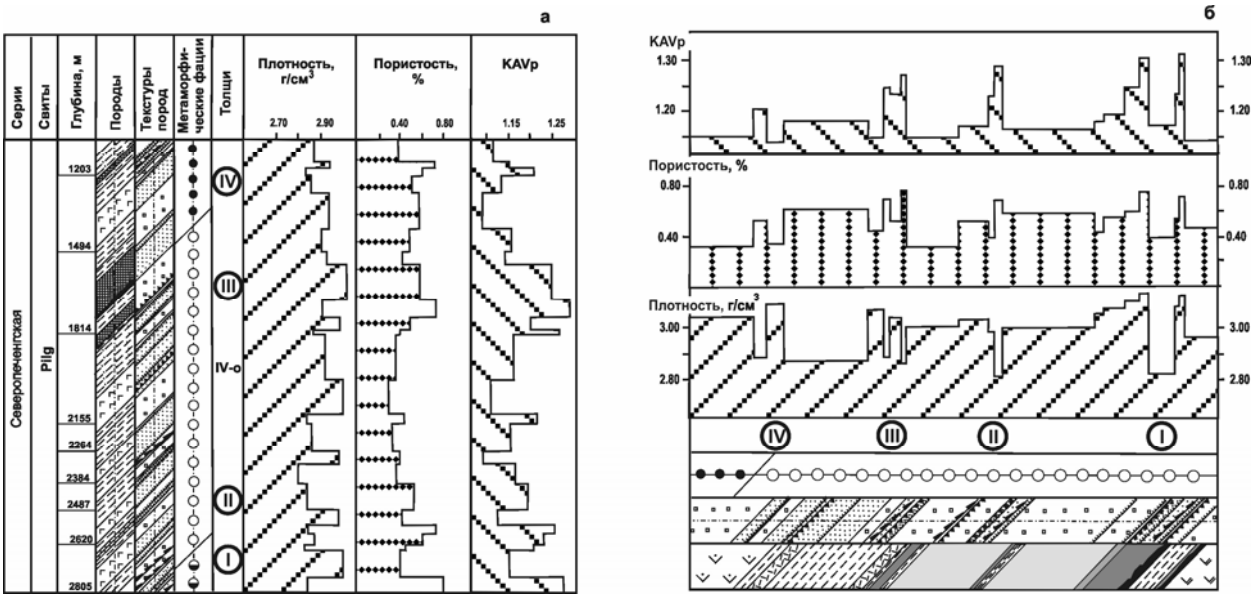


Рис. 1. Корреляция плотности, пористости и анизотропии KAVp пород Продуктивной тощи с межпластовыми тектоническими зонами синметаморфического рассланцевания Восточного рудного узла по разрезу СГ-3 (а) и профилю на поверхности (б).

Высокая плотность объясняется наличием сплошных и брекчиевидных руд в этих зонах, а пористость - тем, что породы интенсивно рассланцованы и раздроблены. При метаморфизме и последующих гидротермально-метасоматических изменениях в межпластовых тектонических 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, пластических деформациях.

Зона Лучломпольского разлома в разрезе СГ-3 охватывает нижнюю часть колосйокской свиты (глубины 4340-5100 м). На отметках 4050-4100 м для массивных метавулканитов, претерпевших зеленокаменные изменения: плотность 3.01 г/см^3, пористость 0,30 %, KAVp – 1.10 (рис. 2). Для бластокатаклазитов и бластомилонитов наблюдается уменьшение плотности – 2.95 г/см^3, увеличение пористости до 0.60 % и KAVp – 1.25. Для пород зоны разлома присущи меньшая плотность – 2.75 г/см^3 , большие значения пористости – 0.70 % и KAVp до 1.37. По зоне разлома зеленосланцевая фация сменяется эпидот-амфиболитовой. Для подстилающих вулканитов свиты куэтсярви плотность 2.95-3.00 г/см^3, пористость – 0.50 %, KAVp – 1.25. В отличие от разреза СГ-3

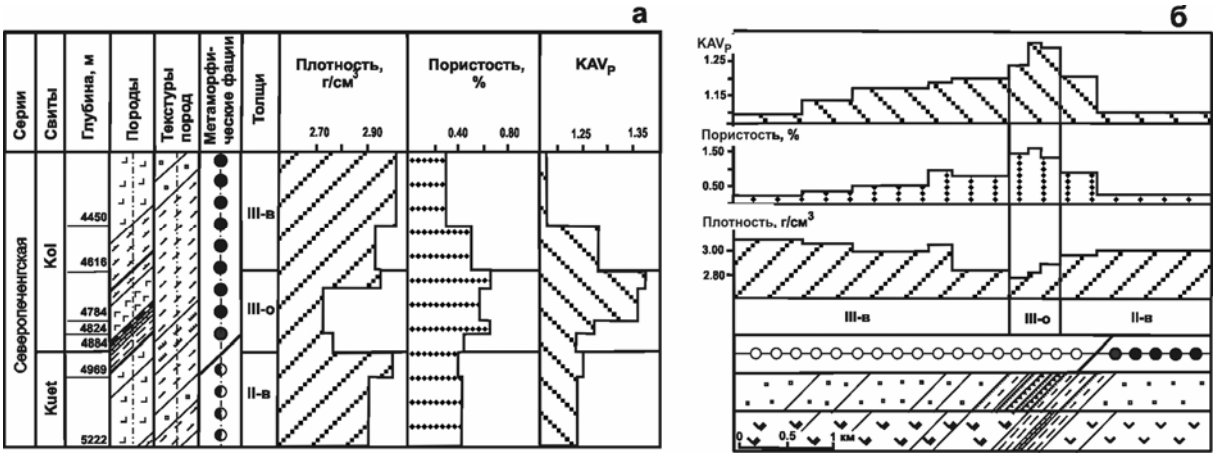


Рис. 2. Корреляция плотности, пористости KAVp в зоне Лучломпольского разлома по разрезу СГ-3 (а) и профилю на поверхности (б).

на поверхности мощность зоны Лучломпольского разлома меньше. Значения плотности вулканитов колосйокской свиты по мере приближения к зоне разлома уменьшаются 3.05 - 2.90 г/см^3, а пористости увеличиваются 0.30 - 1.00 %, также как и KAVp 1.08 - 1.20. Для бластомилонитов и бластокатаклазитов из зоны разлома характерны меньшая плотность 2.80-2.90 г/см^3, большие величины пористости 1.25-1.40 %, KAVp 1.24-1.30. Но эти параметры имеют меньшие значения чем в разрезе СГ-3. В вулканитах куэтсярвинской свиты плотность 2.95 г/см^3, значения пористости и KAVp уменьшаются 0.75-0.30 % и 1.18-1.10. В отличие от разреза СГ-3 на поверхности зона Лучломпольского разлома разделяет породы метаморфизованные в условиях хлорит-актинолитовой и биотит-актинолитовой субфаций зеленосланцевой фации.

Главный отличительный признак пород в зоне Лучломпольского разлома - резкая анизотропия, обусловленная рассланцеванием, перекристаллизацией деформированных пород, возникновением в них закономерной пространственной ориентировки. Появление в этих породах высокой анизотропии KAVp до 1.37, а не пестрота разреза свиты и резкое возрастание степени метаморфизма объясняют с геологических: позиций природу первой сейсмической границы.

Начиная с отметки 6230 м и до подошвы ахмалахтинской свиты практически все вулканогенные породы превращены в тонкосланцеватые амфиболиты. Для этих амфиболитов характерны плотность 2.82-2.89 г/см^3, пористость 0.60-0.80 % и KAVp 1.22-1.25. При переходе в гранитогнейсы кольской серии не наблюдается принципиального изменения типа деформаций пород, как и степени их метаморфизма. Углы наклона:

сланцеватости к оси керна по обе стороны контакта оказываются одинаковыми. Ниже контакта среди гранитогнейсов залегают тонкосланцеватые амфиболиты, аналогичные рассланцованным метабазитам ахмалахтинской свиты. Отсюда следует вывод о

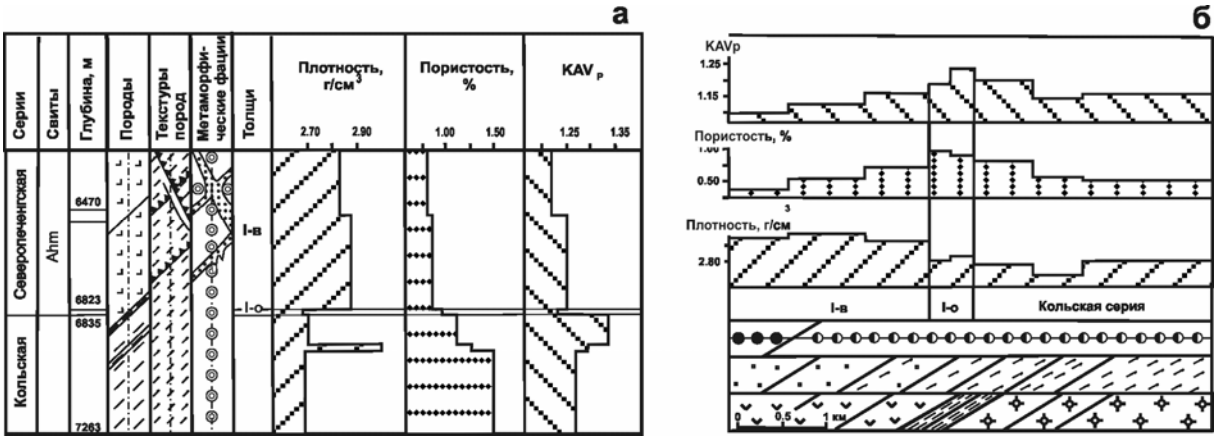


Рис. 3. Корреляция плотности, пористости и анизотропии Vp в зоне контакта северопеченгской и Кольской серий по разрезу СГ-3 (а) и профилю на поверхности (б)

тектоническом происхождении сланцеватости гранитогнейсов. Для гнейсов и амфиболитов вблизи контакта характерно резкое уменьшение плотности пород 2.75-2.78 г/см^3, увеличение пористости в 1.5 раза до 1.50 % и возрастание значений KAVp до 1.30, но затем его значения уменьшаются до 1.25. Эти данные о высокой анизотропии пород в зоне контакта северопеченгской и кольской серий, возможно, отражает наличие здесь второй сейсмической границы. На поверхности для этой зоны контакта установлено, что метаандезиты ахмалахтинской свиты как и в разрезе СГ-3 имеют плотность 2.85-2.95 г/см^3 , низкие значения пористости 0,25-0,75 % и KAVp 1.08-1.17. При переходе к толще осадочных пород и далее к гнейсам происходит уменьшение плотности 2.80-2.70 г/см^3, увеличение пористости 0.80-0.50 %. Значения KAVp имеют максимальные значения 1.20-1.24 в осадочных конгломератах, а гнейсах они уменьшаются до 1.15-1.17.

Протерозойские породы и архейские гнейсы в зоне контакта метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, что отражает влияние протерозойских процессов деформации и метаморфизма на архейские породы, причем это прослеживается на поверхности до 4 км от Печенгской структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта программы ОНЗ-2.

ЛИТЕРАТУРА
1. 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.
2. 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.
3. 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.
4. Лобанов К.В. Структурно-петрофизические условия локализации раннепротерозойских пегматитов и магматических месторождений северо-восточной части Балтийского щита. Автореферат докторской диссертации. 2008, ИГЕМ РАН, 70 с.

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ Eu ПРИ ДЕКОМПРЕССИОННОЙ ДЕГАЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ, СОДЕРЖАЩИХ H_2O И CL

Луканин О.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН), e:-mail lukanin@geokhi.ru

Одна из важных особенностей поведения РЗЭ в процессе декомпрессионной дегазации гранитоидных расплавов, содержащих H2O и Cl, – наличие в спектре РЗЭ образующейся флюидной фазы европиевых аномалий, величина и знак которых может варьировать по мере снижения давления. В обогащенных хлором флюидах, образующихся при высоких давлениях на ранних стадиях дегазации, в спектре РЗЭ может проявляться отрицательная аномалия по отношению к спектру РЗЭ расплавной фазы. С понижением давления и уменьшением концентрации Cl флюиде ($C(Cl)^V$) отрицательная аномалия Eu во флюиде сменяется положительной. Такое аномальное поведение Eu при дегазации расплавов обусловлено тем, что зависимость коэффициента распределения Eu флюид/расплав (D(Eu)) от $C(Cl)^v$, установленная экспериментально [1] при постоянных PT условиях, несколько

отличается от аналогичных зависимостей для других РЗЭ. Линия для европия на графике $lgD(REE)^{v/m}$ – $lg[C(Cl)^{v}]$ имеет заметно меньший наклон, чем соответствующие линии для других РЗЭ (рис.1).

Вследствие этого во флюидах с высоким концентрациями хлора $D(Eu)^{v/m}$ меньше чем $D(Sm)^{v/m}$ и $D(Gd)^{v/m}$, что приводит к появлению отрицательной Eu аномалии. При снижении концентрации хлора во флюиде $D(Eu)^{v/m}$ становиться больше чем $D(Sm)^{v/m}$ и $D(Gd)^{v/m}$, что вызывает появление во флюидной фазе положительной Eu аномалии. Следует отметить, что здесь имеются в виду аномалии Eu в спектре РЗЭ флюидной фазы по сравнению со спектром РЗЭ расплава. В том случае, если концентрации всех РЗЭ в исходном расплаве были одинаковыми, то положительные и отрицательные аномалии Eu в спектре РЗЭ флюида будут выражаться соответственно в виде положительных или отрицательных концентрационных пиков Eu. Если же в самом спектре РЗЭ исходного расплава изначально имелась положительная или отрицательная европиевая аномалия, то аномальное поведение Eu при дегазации будет выражаться в том, что либо величина, либо одновременно и знак и величина аномалии Eu во флюиде будут иными, чем в расплаве, находящемся с флюидом в равновесии.

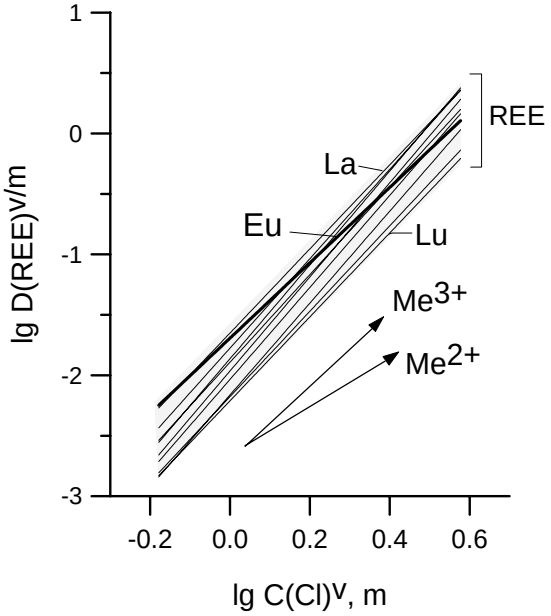


Рис. 1. Зависимость коэффициентов распределения РЗЭ (флюид/расплав) от $C(Cl)^{v}$ по экспериментальным данным [1]. Стрелками показано ожидаемое положение линий для элементов, находящихся в расплаве в двух (Me^{2+}) и трехвалентной (Me^{3+}) форме.

Наблюдаемые особенности перераспределения европия между флюидом и расплавом можно объяснить тем, что Eu в отличие от остальных РЗЭ при окислительно-восстановительных условиях, характерных для магматического процесса, присутствует в кислых алюмосиликатных расплавах в двух валентных формах Eu^{3+} и Eu^{2+}, в то время как для остальных РЗЭ преобладающей формой в расплаве является REE^{3+} [2]. Используя подходы, предложенные ранее в работах [3, 4], показано, что $D(Eu)^{v/m}$ следующим образом зависит от $C(Cl)^{v}$ и соотношения Eu^{3+}/ Eu^{2+} в расплаве:

$$D(Eu)^{v/m} = a_1 \alpha [C(Cl)^{v}]^3 + a_2 (1- \alpha) [C(Cl)^{v}]^2 ,$$

где a_1 и a_2 константы для Eu^{3+} и Eu^{2+}, соответственно, $\alpha = Eu^{3+}/(Eu^{3+} + Eu^{2+})$, т.е. доля Eu^{3+} от общего содержания европия в расплаве.

Предлагаемая модель возникновения Eu аномалии во флюиде позволяет оценить влияние окислительного состояния европия на ее величину, которая выражается соотношением Eu/Eu*, где Eu - реальная концентрация европия во флюиде, находящемся в равновесии с расплавом с постоянным соотношением $Eu^{3+}/(Eu^{3+}+Eu^{2+})$, а Eu* - возможная «виртуальная» концентрация европия, которая могла бы быть в том же флюиде при условии, что в расплаве весь европий как и другие РЗЭ находятся исключительно в трехвалентной форме. На рис.2 представлены расчетные траектории изменения Eu/Eu* в зависимости от $C(Cl)^{v}$ во флюидной фазе, образующейся при дегазации расплавов с различными постоянными значениями α. (Значения констант a_1 и a_2 были определены в первом приближении на основании экспериментальных данных по $D(Eu)^{v/m}$ [1] , а также имеющихся данных о соотношении Eu^{3+}/Eu^{3+} в природных расплавах кислого состава [2]). Расчетные данные хорошо согласуются с результатами численного моделирования поведения Eu и других РЗЭ в процессе декомпрессионной дегазации, которые основаны на экспериментальных данных [5,6]. Они объясняют смену знака европиевой аномалии во флюиде в ходе дегазации, которая сопровождается уменьшением $C(Cl)^{v}$ при снижении давления, а также пределы вариаций ее величины. Уменьшение доли Eu^{3+} в расплаве и, соответственно, понижение fO_2 в системе, усиливает аномальное поведение европия в процессе дегазации магм.

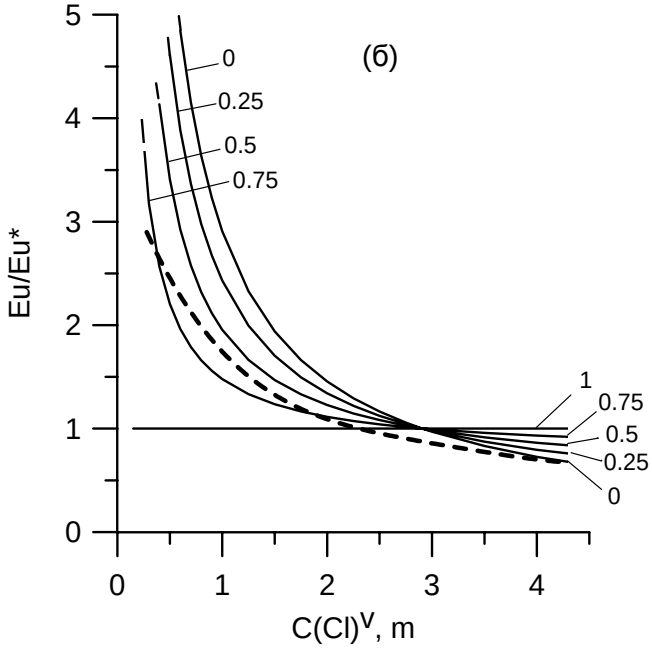


Рис. 2. Влияние $Eu^{3+}/(Eu^{3+}+Eu^{2+})$ на величину и знак европиевой аномалии во флюидах с различной концентрацией Cl. Цифры – значения $\alpha = Eu^{3+}/(Eu^{3+}+Eu^{2+})$, штриховая линия – траектория по результатам численного моделирования на основании экспериментальных данных.

Таким образом, можно сделать вывод, что наличие в расплаве двух валентных форм европия (Eu^{3+}, Eu^{2+}) неизбежно должно приводить в процессе дегазации к появлению в спектре РЗЭ выделяющейся из расплава флюидной фазы европиевой аномалии. Ее величина (и знак) будут меняться в зависимости от степени окисленности Eu в расплаве и концентрации Cl во флюиде.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (08-05-00022) и ОНЗ РАН (2, 2009).

ЛИТЕРАТУРА

1. Reed M.J., Candela Ph. A., Piccoli Ph. M. The distribution of rare earth elements between monzogranitic melt and the aqueous volatile phase in experimental investigations at 800°C and 200 MPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 251-262.
2. Drake M.J. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity // Geohim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 55-64.
3. Flynn R.T., Burnham C.W. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapour phase and silicate melts // Geohim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 685-701.

4. Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Распределение элементов в равновесиях с участием флюидов // В кн. Борисов А.А. и др. «Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах» . М. Наука. 1991. С. 57- 117.
5. Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Перераспределение европия и других редкоземельных элементов между расплавом и водным хлор-содержащим флюидом при декомпрессионной дегазации гранитных магм // Вестник Отделения наук о Земле РАН. № 1(25)'2007 URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/__gggms/1-2007/informbul-1_2007/term-30.pdf
6. Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Распределение РЗЭ между водно-хлоридной флюидной фазой и расплавом в процессе дегазации гранитных магм, вызванной снижением давления // Геохимия. 2010. (В печати).

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ АНДЕЗИТОВ НА КОШЕЛЕВСКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Лучко М.В., Зухубая Д.З, Фролова Ю.В.
Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова
e-mail: skalka@geol.msu.ru

PETROPHYSICAL ALTERATIONS OF ANDESITES AT KOSHELEVSKY GEOTHERMAL FIELDS (SOUTH KAMCHATKA)

Luchko M.V., Zukhubaya D.Z., Frolova J.V.
Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, e-mail: skalka@geol.msu.ru

Hydrothermal alterations of andesites composing two geothermal fields on the South Kamchatka are described in the paper. Studied geothermal fields are differed by thermodynamic and hydrochemical conditions that leads to different types of alterations. At the Verkhnekoshelevsky field andesites transform to opalites under the action of sulphur acid leaching. At the Nezhnekoshelevsky field andesites change to smectite clays as a result of action of hydrocarbon subneutral fluids. Hydrothermal alterations cause significant petrophysical changes of andesites – a decrease of density, sonic velocity, strength, magnetic susceptibility and an increase of porosity. Nevertheless some distinctive features of petrophysical alterations are typical for each of the studied geothermal fields.

Гидротермальные системы активно изучаются и используются в практических целях для электро- и теплофикации во многих странах

мира. В России идет активное освоение геотермальных ресурсов на полуострове Камчатка. Там выделяется несколько крупных геотермальных районов, одним из которых является Паужетско-Камбально-Кошелевский район, расположенный на юге полуострова. В 2006-2009 годах сотрудниками и студентами кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова в составе экспедиционной группы института Вулканологии и сейсмологии ДВО РАН производились работы в районе Кошелевского вулканического массива. В результате собрана коллекция образов вулканогенных пород, в различной степени переработанных термальными водами.

Кошелевский вулканический массив расположен в южной части полуострова Камчатки у Охотского побережья. Это вытянутый в широтном направлении скалистый хребет, состоящий из нескольких слившихся и сильно разрушенных стратовулканов, экструзивных куполов и отпрепарированных эрозией субвулканических тел, образующих единый массив. На западном склоне и в западном эрозионном кратере находятся два очень крупных термальных поля: Нижнекошелевское и Верхнекошелевское, с общим выносом тепла 24800 и 50000 ккал/с, соответственно. Верхнекошелевское термальное поле площадью 3,3 км² расположено в крупной привершинной кальдере вулкана на высоте 1250 м. В пределах поля десятки струй перегретого пара с температурой 120–153 °С вырываются на поверхность. Нижнекошелевское поле находится в эрозионной котловине на высоте 750–800 м. Здесь наблюдаются многочисленные кипящие водяные и грязевые котлы с температурой воды 80–90 °С. Химический состав термальных вод и газов фумарол двух полей несколько различен. На Верхнекошелевском поле преобладают кислые сульфатные термы (pH 3-4), а в газовом составе больше сероводорода, тогда как на Нижнекошелевском поле распространены гидрокарбонатные субнейтральные термы и преобладает метан [1,2].

Цель настоящей работы – выявить закономерности изменения состава, строения и петрофизических свойств андезитов Кошелевского вулканического массива под воздействием термальных вод и сравнить преобразования пород на двух термальных полях.

Верхнекошелевское термальное поле. Основным процессом на Верхнекошелевском поле является сернокислотное выщелачивание, происходящее под действием кислых сульфатных вод и приводящее к образованию опалитов. В результате удалось выстроить последовательный ряд по степени изменения пород: от

свежего андезита – серого, плотного, массивного, до полностью переработанной породы – белого, легкого, пористого опалита.

Данные валового химического анализа иллюстрируют четкую картину: по мере увеличения степени гидротермальной переработки пород происходит вынос большинства петрогенных компонентов - Al, Fe, Mg, Ca, Na, K. Наряду с выносом происходит концентрирование SiO_2, содержание которого меняется от 54% в неизмененных андезитах до 90% в опалитах.

Под действием термальных вод происходит преобразование микрокристаллов и стекла основной массы андезитов в тонкозернистый кристобалит. Так же происходит выщелачивание фенокристаллов и появление на их месте тонкокристаллического агрегата, состоящего, предположительно, из кристобалита и каолинита. Характерны псевдоморфозы кристобалита по плагиоклазу. Следует отметить, что каолинит характерен для промежуточных стадий переработки, тогда как конечный продукт изменения практически целиком сложен кристобалитом.

Петрографические изменения отражаются на свойствах пород. Величина пористости при сернокислотном выщелачивании увеличивается с 8 до 37%, что связано с формированием вторичной пористости вследствие выщелачивания и выноса первичных компонентов. В результате замещения первичных минералов кристобалитом и опалом происходит уменьшение плотности твердой фазы (минеральной плотности) от 2,85 до 2,31 г/см^3. Снижаются значения упруго-плотностных свойств: плотность от 2,62 до 1,46 г/см^3, V_P – от 4,7 до 2,0 км/с, динамический модуль упругости от 42 до 9 ГПа. Снижение значения коэффициента Пуассона от 0,31 до 0,14 свидетельствуют о том, что более измененные образцы имеют более хрупкий характер разрушения. Прочность на одноосное сжатие уменьшается в четыре раза - от 124 до 37 МПа по мере увеличения степени гидротермальных преобразований. Наблюдающееся разупрочнение пород обусловлено снижением плотности и повышением пористости. Так же существенный вклад вносит изменение минерального состава.

Магнитная восприимчивость, аналогично упруго-плотностным и прочностным характеристикам так же уменьшается с увеличением степени гидротермальной переработки (от $61 \cdot 10^{-3}$ до $0{,}06 \cdot 10^{-3}$ СИ), что вызвано разрушением рудных и темноцветных минералов, содержащих в своем составе Fe и обладающих ферромагнитными и парамагнитными свойствами. Таким образом, под действием сернокислотного выщелачивания, по мере увеличения гидротермального изменения пород происходит значительное

снижение значений плотностных, акустических, упругих, прочностных и магнитных свойств (рис.1).

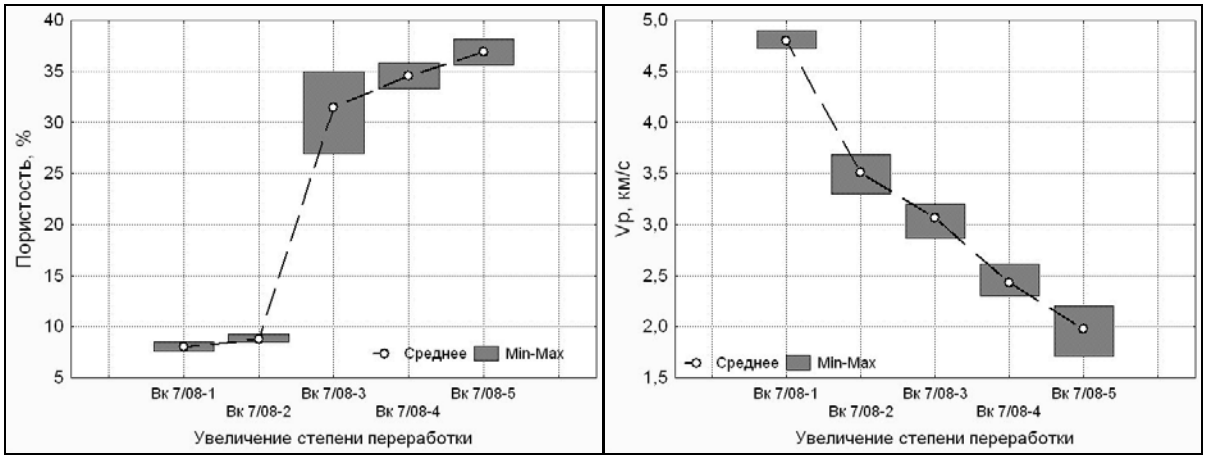


Рис.1 Изменение упруго-плотностных свойств андезитов Верхнекошелевского термального поля под действием сернокислотного выщелачивания. а – пористость, б- скорость распространения продольных волн

Нижнекошелевское термальное поле. Андезиты, слагающие поле и подвергающиеся переработке имеют порфировую структуру и преимущественно массивную текстуру. Структура основной массы интерсертальная. Микролиты представлены в основном плагиоклазом, содержание темноцветных незначительно. Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном, причем плагиоклаза значительно больше. Границы кристаллов четкие. Так же наблюдается довольно равномерное распределение по породе зерен рудных минералов. Свойства андезитов приведены в таблице 1. Под действием субнейтральных вод (pH 6-8, *T*~95 °C) гидрокарбонатного состава андезиты постепенно преобразуются в глины. Толща глин неоднородная, содержит включения непереработанного андезита. Глины монтмориллонитового состава с псевдоморфной структурой, унаследованной от андезита. Анализ гранулометрического состава показал, что преобладают частицы размером менее 0,005 мм. При перерождении андезитов в глины происходит резкое снижение плотности и увеличение пористости от первых % до 60% (табл.2). Толща пород приобретает пластические свойства, становится гигроскопичной, склонна набухать при увлажнении.

Таким образом, термальные воды, воздействуя на андезиты, вызывают их существенные преобразования и приводят к формированию новых пород (опалитов, глин), обладающих

совершенно иными петрофизическими свойствами. В целом наблюдается тенденция снижения значений упруго-плотностных и прочностных показателей, магнитных свойств и формирование вторичной пористости, характеризующейся крайне высокими величинами. При формировании глин также существенным является появление таких специфических свойств как гигроскопическая влажность, пластичность и набухаемость.

Таблица 1. Петрофизические свойства андезитов Нижнекошелевского поля

ρ. г/см^3	ρ_s. г/см^3	n. %	V_P. км/с	$E_{дин.}$ ГПа	R_c. МПа	$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ
2.45-2.62	2.58-2.69	1-7	4.6-5.04	40-54	71-161	19-23

Таблица 2. Петрофизические свойства гидротермальных глин

Глубина отбора. см	ρ. г/см^3	ρ_s. г/см^3	W_e. %	n. %	Число пластич-ности
35-55	1.6	2.82	58	63	30
80-100	1.68	2.86	51	61	29
120-140	1.66	2.68	60	61	29

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00118-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высоко-температурны**х** гидротерм. М: Наука, 1989.
2. Сугробов В.М. Гидротермы Кошелевского вулканического массива. Владивосток: ДНЦ АН СССР. В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки, 1976.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ МЕТАЛЛА ЭНСТАТИТОВЫХ ХОНДРИТОВ ADHI KOT EH4 И ПИЛИСТВЕРЕ EL6: ПОИСК ПРИЗНАКОВ УДАРНО - ИНДУЦИРОВАННОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Люль А.Ю., Лаврентьева З.А., Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН ajull@mail.ru

ELEMENTAL COMPOSITION OF THE GRAIN SIZE METAL FRACTIONS OF ADHI KOT EH4 AND PILLISTFER EL6 ENSTATITE CHONDRITES: SEARCH FOR SIGNATURES OF THE IMPACT-INDUCED ELEMENT FRACTIONATIONS

Lyul A.Yu., Lavrentjeva Z.A., and Kolesov G.M.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS; ajull@mail.ru

The fractionation of Ni, Co, Au, As, Ga, Cu and Ir among the metallic grain-size fractions of Adhi Kot EH4 and Pillistfer EL6 chondrites with different impact-metamorphic histories are discussed. It is supposed that the observed enrichment in refractory Ir and depletion in more volatile Ni, Au, As and Ga for finest (<45 µm) metal fraction of the Adhi Kot impact-melt breccia can be caused by the latter element partial volatilizations during the impact heating of chondrite material

Образованные в сильно восстановительных условиях энстатитовые хондриты и ахондриты (обриты), содержащие ряд уникальных для земных пород сульфидов и имеющие идентичный изотопный состав O2, сильно различаются по степени ударной переработки родительского вещества метеоритов, содержанию в них металлического железа и по наблюдаемым в металле трендам фракционирования сидерофильных элементов [1-5]. Установлено, что металл EH и EL хондритов имеет практически одинаковые тренды распределения нормированных к CI-хондритам распространенностей сидерофильных элементов, различающиеся только по степени обогащения металла летучими элементами [3]. Данные по химическому составу металла обритов свидетельствуют о более сложной картине фракционирования элементов по сравнению с металлом E-хондритов. Так, распределение сидерофильных элементов в крупных нодулях металла обритов соответствует таковому для металла E-хондритов [4]. Однако тонкозернистый металл, выделенный из силикатных фракций обритов Norton County и Песьяное, сильно обеднен тугоплавким иридием относительно более летучих элементов [5]. Такой тип

фракционирования элементов наблюдается в железных метеоритах магматических групп и палласитах, образованных в процессе фракционной кристаллизации металла в их родительских телах. С целью поиска признаков ударно-индуцированного фракционирования элементов в металле энстатитовых хондритов методом ИНАА определено содержание Ni, Co, Cu, Ga, Au, As и Ir в фракциях размером 260-160, 160-100, 100-71, 71-45 и <45 мкм хондритов Adhi Kot EH4 и Пилиствере EL6, имеющих различные ударно-метаморфические истории: слабо метаморфизованный хондрит Adhi Kot EH4 является ударно - расплавленной брекчией, тогда как вещество хондрита Пилиствере EL6 претерпело интенсивный метаморфизм и только слабое ударное воздействие [2].

Из полученных данных по содержанию элементов в гранулометрических фракциях металла следует:

а) распределение элементов в грубозернистых (260-160 и 160-100 мкм) фракциях металла хондритов Adhi Kot EH4 и Пилиствере EL6 соответствует таковому для валовых проб металла хондритов EH и EL групп [3]: содержание умеренно летучих Ni, Cu, Ga, Au и As выше, а Ir ниже в металле EH- хондрита Adhi Kot по сравнению с металлом EL-хондрита Пилиствере, а содержание Co слабо зависит от петрологического типа хондрита;

б) при переходе к более мелким фракциям содержание Ir в металле Adhi Kot увеличивается, тогда как в металле Пилиствере оно остается постоянным на уровне погрешности анализа.

в) содержание меди в металле хондритов коррелирует с размером фракций. Причем, с уменьшением размера фракции содержание меди в металле хондрита Adhi Kot EH4 уменьшается, а в металле Пилиствере EL6 увеличивается.

Менее четко взаимосвязь содержания с размером частиц металла проявляется для Au и As. Хотя и не обнаружено четкой зависимости содержания Ni от размера зерен металла, однако фракции <45 мкм этих хондритов обогащены этим элементом относительно более грубозернистого металла. Зависимость содержания элементов в металле от размера частиц обусловлена их перераспределением между отдельными компонентами хондритов в процессе термального метаморфизма.

Только наблюдаемое фракционирование элементов по летучести в мелкозернистом (<45 мкм) металле ударно-расплавленной брекчии Adhi Kot может быть обусловлено действием ударных процессов. Относительно более крупнозернистых фракций этот металл обогащен тугоплавким Ir и обеднен более летучими Ni, Au, As и Ga, что свидетельствует о частичном испарении последних в

процессе ударного нагрева. Этот тренд фракционирования элементов по летучести в металле хондрита противоположен тренду, наблюдаемому в тонкозернистом металле обритов, который обеднен Ir и обогащен Ni, Au и As по сравнению с содержанием этих элементов в крупных металлических нодулях [5]. Эти различия в трендах фракционировании элементов по летучести в металле хондритов и обритов возможно обусловлены разной интенсивностью ударных процессов, протекавших на родительских телах энстатитовых метеоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Watters T.R., Prinz M. (1979) Aubrites: Their origin and relationship to enstatite chondrites. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th. 1073-1093.
2. Rubin A.E., Scott E.R.D., Keil K. (1997) Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 61, 847-858.
3. Kong P., Mori T., Ebihara M. (1997) Compositional continuity of enstatite chondrites and implications for heterogeneous accretion of the enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim Acta*. 61**,** 4895-4914.
4. Casanova I., Keil K., Newsom H.E. (1993) Composition of metal in aubrites: Constraints on core formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 57, 675-682.
5. Lyul, A.Yu., Lavrentjeva Z.A., Kolesov G.M. (2007) Trace element fractionations in metal of aubrites. *Lunar and Planet. Sci*. XXXVIII, #1059.pdf.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕВЗРЫВНЫХ РАСШИРЯЮЩИХСЯ СОСТАВОВ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД.

Майбук З.-Ю. Я.
Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия.
E-mail: rim@ifz.ru

APPLICATION OF NONEXPLOSIVE COMPOSITIONS TO RESEARCHES OF ROCK SAMPLES

Maibuk Z.-Ju. Ya.
Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, Russia.

In physical and chemical researches connected with creation of an stressed condition in rock samples and ores are usually applied various type mechanical press. They differ on rigidity degree. For creation of an intense condition we use unexplosive compostions (UEC) on the basis of modified quicklime. For research of fracturing processes at a stage of

preparation of rupture in the rock sample we used a technique of creation of an stressed condition by means of (UEC) placed in a zone controllable on the system of strain gauges and ultrasound gauges. The decribed technique was used for creation of tensile crack the sample in the conditions of a rigid press.

В физико-химических исследованиях связанных с созданием напряженного состояния в образцах горной породы и рудах обычно применяются механические прессовые устройства различного типа. Они различаются по степени жесткости. Простые устройства создают одноосное напряжение в заданном направлении, а сложные могут воздействовать по нескольким направлениях, осуществлять сжатие, растяжение и крутильные усилия. Одновременно исследуемый образец может находиться в условиях изменения окружающей внешней среды и подвергаться воздействию различных физических внешних полей. Условия протекания физико-химических реакций и поведения материала образца будет зависеть от множества факторов и в первую очередь от степени напряженного состояния. Обычно в установках для моделирования природных свойств залегания горных пород образец находится в специальной камере (весьма сложной конструктивно и поэтому дорогой), где создаются условия повышенного всестороннего давления. Методика и техника таких исследований требует наличия ряда вспомогательного прессового оборудования и длительных подготовительных работ.

Нами для создания напряженного состояния используются невзрывчатые разрушающие составы (НРС) на основе модифицированной негашеной извести. Их изготавливают путём совместного помола продукта обжига карбоната кальция и модифицирующих добавок, получают материалы, содержащие оксид кальция в пределах от 65 и до 90-95% по массе, взрывобезопасные, обладающие щелочными свойствами (pH=12,5). Такие составы, незначительно отличающиеся друг от друга, выпускаются промышленностью в разных странах под названиями: СИГБ, НРС-1, НРС-1М, S-mite, Maxdinamit cement, Bristar, Demeks, НРВ-80 и др. и применяют в промышленности для безвзрывного разрушения горных пород, бетонных и т.п. конструкций. При смешивании состава с водой (25-30%) образуется суспензия, которая, будучи залита в полость постепенно, в результате реакции гидратации, твердеет и увеличивается в объёме. Увеличение объема сопровождается развитием давления до 50-70 МПа, величина которого зависит от содержания в порошке CaO.

Для разрушения породы или бетона бурят шпуры согласно рассчитанным заранее схемам и заполняют их суспензией НРС. В зависимости от температуры смеси и прочности материала (если в теле объекта развиваются напряжения, превышающие его предельную прочность при растяжении) разрушение с образованием крупных трещин наступает через 10-40 часов.

Динамические параметры НРС при соблюдении одинаковых условий отношения фазы - жидкой (H_2O) и твердой (порошок НРС), объема смеси, диаметра шпура и температуры повторяются (рис. 1), что дает основания применения такого способа для создания контролируемого напряженного состояния.

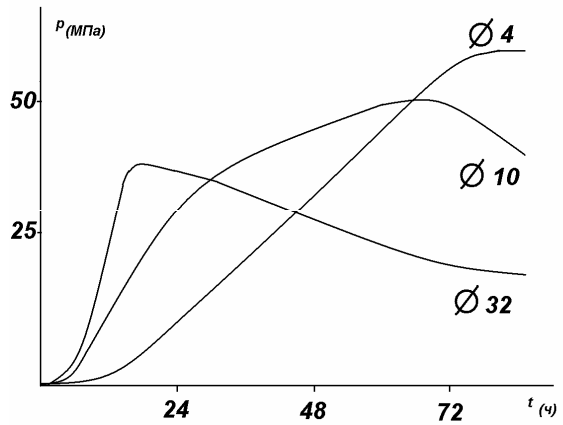


Рис. 1. Зависимость давления от диаметра шпура.

Для исследования процессов трещинообразования на стадии подготовки разрыва нами использовалась методика создания напряженного состояния при помощи НРС размещенной внутри контролируемой системой датчиков зоны образца горной породы. Экспериментальные работы проводились с составами СИГБ (смесь известковая для горных и буровых работ - аналог НРС-1 (ТУ 5744-001-59758749-05)) и НРВ-80 (невзрывчатое разрушающее вещество (ТУ У БВ 2.7.00030937)).

Простейший способ создания напряженного состояния внутри образца просверлить шпур и поместить в него НРС (на заполнение 1 $см^3$ шпура требуется 1,8 г порошка). НРС обладают хорошей агдезией, и нет необходимости закупорки шпуров либо применять (как в гидравлических устройствах) сложные уплотнения. При таком нагружении пользуемся рекомендациями к НРС заводом-изготовителем. Диаметр шпуров в лабораторных исследованиях 2-5 мм и, как правило, не превышает 10-15 мм, а глубина не менее четырех диаметров. В шпурах малого диаметра скорость реакции НРС до достижения максимального усилия замедляется на 30-60% и что особо важно такой режим сохраняется практически линейно.

Для контроля состояния НРС применяются дополнительные механические устройства типа поршень-цилиндр с датчиком усилия (тензорезистор, динамометр и т.п.) жидкую смесь из одного замеса заливают в образец (устройство нагружения) и параллельно в контрольное устройство.

Провели ряд экспериментов по изучению поведения НРС в шпурах малого диаметра и разной длины, при разной концентрации и температуре. На шарообразной модели (пористый бетон) определили, что при соотношении диаметра шпура к его длине равным 4 и находящийся ниже поверхности образца зона напряжения ведет себя как сферический источник с неравномерностью распределения усилий НРС не более 11-12%, причем неравномерность не наблюдается в стороне забоя шпура. При соотношении диаметра шпура к его длине более 6-7 источник напряжений приобретает явно вытянутый - цилиндрический вид.

Если взять массивную стальную трубу залить в нее НРС и закрыть крышкой (наложить прочную пластину), то получим крайне простое нагружающее устройство-кассету типа жесткого пресса. Устройство нагружения и образец помещают в прочную раму (станину). Такая прессовая установка характеризуется небольшим ходом (2-3 мм за 2-3 суток). В данной установке можно отказаться от промежуточной полусферы применяемой обычно для компенсации непараллельных плоскостей испытываемых образцов и самой прессовой конструкции. При достижении предразрушающего состояния и формирования магистральной трещины такой пресс практически не увеличивает скорость перемещения и не ускоряет разрушение, что позволяет подробно изучать данную стадию.

Нами применялись различные схемы создания сложного напряженно-деформируемого состояния и формирования трещин сдвига либо отрыва в образцах разного минерального состава, изучалась электромагнитная и акустическая эмиссия, возникновение в результате электрохимических реакций электрического заряда. В большинстве случаев другими традиционными способами такие задачи не выполнимы.

Недостатки данного способа в том, что предварительно необходимо опытным путем (для конкретного материала исследований) подобрать оптимальный объем НРС и способ его закладки, так как в процессе эксперимента не будет возможности регулировать его основные параметры. Особенно это важно когда методика нагружения не предусматривает доведения образца до стадии разрушения. Нужно учитывать пористость материала образца. В пористых породах впитается часть воды из состава НРС

и необходимо устранить эту возможность путем покрытия поверхности шпура водоизолирующими прокладками. Некоторую сложность может вызвать механическая очистка отработавшей НРС из образца и устройств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Меркело А.А. Особенности и классификация невзрывных способов разрушения материалов [Электронный ресурс] // Портал магистров ДонНТУ. Донецк, 2002. URL: http://masters.donntu.edu.ua/2002/ggeo/merkelo/diss/lib/merkelo.rtf.
2. Методические рекомендации по приготовлению и применению невзрывного разрушающего вещества НРВ / Госстрой СССР, НИИ бетона и железобетона (НИИЖБ); [разраб. Л.В. Никитина и др.]. М.: НИИЖБ, 1986. С. 17.
3. Опыт применения экологически чистого невзрывчатого разрушающего вещества / И.Т. Лучинина и др. // Цемент. 1995. № 2. С. 36–38.
4. Демин В. М., Майбук З.-Ю. Я. Физические основы механоэлектрических преобразований в рудоносных структурах и рудных телах. //Исследования в области геофизики: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 202-216.
5. Майбук З.-Ю. Я. Триггерный механизм нелинейных механоэлектрических преобразований в оруденененных разломах. // М.: Физика Земли. 2006. № 10. С. 51-64.

СТРОЕНИЕ ПСЕВДОКОЛЛОИДОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ

Мальковский В.И.[a, b] **, Диков Ю.П.**[a] **, Булеев М.И.**[a] **, Асадулин Э.Э.**[a]
[a]ИГЕМ РАН, [b]РХТУ им. Д.И.Менделеева.
e-mail: malk@igem.ru

STRUCTURE OF PSEUDOCOLLOIDS IN THE GROUNDWATER IN THE KARACHAI LAKE REGION

Malkovsky V.I.[a,b] **, Dikov Yu.P., Buleev M.I., Asadulin E.E.**[a]
[a]IGEM RAS, [b]Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia

The region of the lake Karachai is one of the sites of the most significant radioactive pollution of the underground medium. The radionuclides and the non-radioactive constituent of the pollution are transported by the groundwater flow. The main pathway in the southern part of the contaminant plume in the groundwater in the Karachai lake region is

Mishelyak fault. Radionuclides are carried by the groundwater in ionic form (as a solute) and in the form of colloid (radiocolloid). It is known that radiocolloid moves with the groundwater much faster than the radionuclides in the ionic form. The main part of the radiocolloid is pseudocolloid. Groundwater was sampled from the different depth intervals from the well located in the middle of the Mishelyak fault. Pseudocolloid of different size was separated from the water samples through ultrafiltration with use of filters with different pore sizes. Composition of the pseudocolloid was studied by X-ray photoelectron spectroscopy with consequent ionic etching of the pseudocolloid particles. It is shown that the particles of pseudocolloid are formed mostly of chlorite with organic cover. The cover can be not continuous. Its thickness on the particles decreases with the depth.

Бессточное озеро Карачай использовалось с 1951 г. в качестве открытого хранилища жидких радиоактивных отходов (ЖРО), которые представляли собой высокоминерализованные водные растворы, плотностью до 1.08 г/см^3 [1]. Вследствие более высокой плотности загрязненные воды озера поступали в нижележащие подземные воды, течение которых вод приводит к распространению загрязнения. Течение загрязненных подземных вод в районе оз. Карачай осуществляется преимущественно по относительно высоко-проницаемому приповерхностному безнапорному водоносному горизонту, ограниченному снизу слабопроницаемыми плотными породами основания. Значительное влияние на течение подземных вод оказывают зоны тектонических нарушений в породах водоносного горизонта, образующие желобообразные впадины в его нижней границе [2]. Рост трещиноватости приводит к увеличению проницаемости пород водоносного горизонта, а за счет впадин в его основании увеличивается мощность водоносного горизонта. Вследствие этого зоны тектонической нарушенности играют роль дренирущих структур, вдоль которых подземные воды в водоносном горизонте движутся с повышенными скоростями. Для южной части ореола загрязнения подземных вод в районе оз. Карачай такой структурой является Мишелякский разлом, представляющий собой тектоническую зону шириной порядка 1000 м, ориентированную в юго-восточном направлении.

Радионуклиды могут переноситься подземными водами в ионной форме (т.е. в виде растворенной компоненты) и в коллоидной форме т.е. с частицами коллоидных размеров (от 10 нм до 1 мкм) [3]. Коллоидные частицы, содержащие радионуклиды, называются радиоколлоидом. Известно, что скорость миграции радионуклидов в

коллоидной форме может существенно превышать скорость миграции радионуклидов в ионной форме [4].

Согласно существующей классификации, рассматриваются три типа радиоколлоида: истинный коллоид, первичный коллоид и псевдоколлоид [5]. Истинными коллоидами называются частицы коллоидных размеров, состоящие в значительной степени из радиоактивных изотопов и их окси- гидроксидов. Первичные коллоиды – это коллоидные частицы, сформированные из продуктов выщелачивания отвержденных радиоактивных отходов и отработавшего ядерного топлива при их контакте с подземными водами. Псевдоколлоид – это существовавшие в подземных водах коллоидные частицы естественного происхождения, загрязненные радионуклидами в результате контакте подземных вод с радиоактивными материалами.

Размеры и концентрация частиц истинного коллоида в подземных водах уменьшаются при уменьшении концентрации радионуклидов в ионной форме [6]. Следовательно, истинный коллоид не может существенно опережать радионуклиды в ионной форме при распространении радиоактивного загрязнения.

Первичный коллоид образуется за счет разрушения инженерных барьеров, само назначение которых заключается в уменьшении интенсивности взаимодействия захороненных в подземной среде радиоактивных материалов с подземными водами. Таким образом, первичный коллоид формируется за счет разрушения веществ повышенной устойчивости к химическому воздействию. Вследствие этого плотность частиц первичного коллоида в подземных водах должна быть незначительна.

Таким образом, наибольшее значение для переноса радионуклидов подземными водами имеет псевдоколлоид.

Для исследования псевдоколлоида в подземных водах в районе оз. Карачай производился отбор проб воды из скважины, расположенной практически в осевой зоне Мишелякского разлома, т. е. на одном из основных путей движения загрязненных подземных вод. Вследствие этого свойства подземных вод, отобранных в этой скважине, и содержащихся в них частиц псевдоколлоида соответствуют общим закономерностям процесса распространения загрязнения подземной среды в районе оз. Карачай. Фильтрационные свойства водоносного горизонта на этом участке неоднородны по глубине: течение в породах горизонта преимущественно локализовано в сравнительно узких зонах трещиноватости субгоризонтального простирания. По данным гидрогеохимического каротажа в скважине такие зоны соответствуют глубинам 20, 40 и 60 м. С этих глубин производился

отбор проб воды. Все пробы фильтровались последовательно через 3 мембраны с размером пор 0.45 мкм, 200 нм и 100 нм. Состав осажденных на фильтрах коллоидных частиц исследовался методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии на установке ESCA-5950 B (Hewlett-Packard) с энергетическим разрешением 0.7 эВ. Результаты исследования состава поверхности коллоидных частиц с фильтра с диаметром пор 0.45 мкм приведены в таблице.

Неорганические компоненты поверхности представлены преимущественно слоистыми гидросиликатами (хлорит) с незначительными количествами $CaCO_3$, гидроксидов железа. С увеличением глубины процент органических веществ и свободного углерода на поверхности частиц уменьшается.

После исследования состава поверхности частицы подвергались ионному травлению на глубину 100 Å, затем определялся состав новой поверхности частиц. После травления в составе новой поверхности уменьшается доля органических компонентов и свободного углерода и увеличивается доля гидроокислов железа. Это позволяет сделать вывод, что органические вещества и свободный углерод образуют оболочку (вероятно, не сплошную) на поверхности неорганических частиц. Те же закономерности отмечены и при исследовании коллоидных частиц с других фильтров.

Исследование глинистых минералов в породах зоны Мишелякского разлома показало, что в их составе, как и в псевдоколлоиде, преобладает хлорит или хлорит-смектит. Следовательно, псевдоколлоид формируется в результате разрушения стенок каналов, по которым осуществляется фильтрация подземных вод во вмещающих породах, с последующим осаждением на поверхности неорганических частиц гуминовых и фульвокислот, других сложных органических соединений а также свободного углерода из промышленных золоотвалов в районе оз. Карачай.

Таблица

Элемент	Концентрация, ат. %	Соединение
C_{1s}	32.1	C^0
	6.0	$(HO)-(CH^2CH^2O)^n-H$ поли(этилен)оксид
	3.2	CO^{3-}
	1.2	$CH_3OC(O)OCH_3$ – диметилоксиметанон
$K_{2p\ 3/2}$	0.3	K_2CO_3
O_{1s}	24.3	O^{2-}
	8.9	$(OH)^{1-}$
$Ca_{2p3/2}$	2.0	$CaCO_3$
$Fe_{2p3/2}$	2.9	FeOOH
Si_{2p}	4.2	хлорит

Al_{2p}	2.5	хлорит
Mg_{2p}	5.3	хлорит
	1.0	NH_3 аммоний
N_{1s}	2.4	NH_4NO_3
	1.3	$C_5H_{11}ONO$ (нитроокси)пентатен

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09–05–00347).

ЛИТЕРАТУРА

1. Дрожко Е.Г., Иванов И.А., Алексахин А.И. Современное состояние подземной гидросферы в районе ПО «Маяк» // Вопросы радиационной безопасности. 1996. № 1. С. 11-19.
2. Величкин В.И., Солодов И.Н., Петров В.А. и др. Геологические, геохимические и гидрогеохимические факторы, определяющие миграцию радиоактивных подземных вод в районе оз. Карачай (ПО «Маяк», Челябинская обл.) // Геоэкология. 2008. №5. С. 1-12.
3. Kersting A.B., Efurd D.W., Finnegan D.L., et al. Migration of plutonium in ground water at the Nevada Test Site // Nature. 1999. V.397. 7 January. P.56-59.
4. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние коллоидов на перенос радионуклидов подземными водами // Геология рудных месторождений. 2009. Т.51. №2. С. 91-106.
5. Buck E.C., Bates J.K. Microanalysis of colloids and suspended particles from nuclear waste glass alteration // Applied Geochemistry. 1999. V. 14. P.635-659.
6. Куляко Ю.М., Мальковский В.И., Трофимов Т.И. и др. Формирование полимерных структур гидроксидами Pu(IV) в водных растворах // Радиохимия. 2008. Т.50. № 8. С.518-523.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРЕЛЬЦОВСКОЕ И АНТЕЙ

Мальковский В.И.[a, b] **, Алешин А.П.**[a] **, Пэк А.А.**[a]
[a]ИГЕМ РАН, [b]РХТУ им. Д.И.Менделеева.
e-mail: malk@igem.ru

MATHEMATICAL MODEL OF FORMATION OF STRELTSOVSKOYE AND ANTEY URANIUM DEPOSITS

Malkovsky V.I.[a,b] **, Aleshin A.P.**[a] **, Pek A.A.**[a]
[a]IGEM RAS, [b]Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia

The ore formation process is considered as transport of uranium by fluids from a deep source and precipitation of ore constituent as deposition on movable thermal barrier. It is assumed that uranium is

transported by the fluids at high temperatures and the saturation concentration of uranium in the fluid is a function of the temperature. Governing equations of fluid dynamics in the fault-controlled system, heat and mass transfer are solved numerically by finite difference methods in 2-D approximation. Input data for the model are specified on the basis of studies of the rock samples from the deposit site and analysis of site-specific conditions. The results of the numerical modeling are in good agreement with the data of field studies.

Mo-U месторождения Стрельцовского рудного поля (СРП) расположены в Стрельцовской (Тулукуевской) вулканотектонической депрессии кальдерного типа (Восточное Забайкалье). В пределах кальдеры выявлено и разведано 19 месторождений. Месторождения Стрельцовское и Антей локализуются в пределах центральной разломной зоны Тулукуевской кальдеры и являются крупнейшими в СРП по суммарным запасам урана, которые оцениваются величиной 90 тыс. т [1, 2].

Руды месторождения Стрельцовское содержатся в вулканогенно-осадочном комплексе (верхний структурный этаж), под которым в гранитах фундамента (нижний структурный этаж) расположено месторождение Антей, где жилообразные урановорудные залежи приурочены к узкой системе крутопадающих разрывных нарушений, рассекающих породы фундамента депрессии.

Температурный режим рудообразования оценивался на основании изучения флюидных включений в кварце рудной стадии [3]. Бипирамидальный кварц, непосредственно предшествовавший отложению первичных урановых минералов, образовался в диапазоне температур 400-300°С. Флюидные включения в кварце пострудной стадии характеризуются более умеренными температурами гомогенизации в диапазоне 378-170°С.

Анализ флюидных включений в образцах пород, отобранных на месторождениях, и результаты лабораторных экспериментов по Растворимости урана в хлоридных и фторидных растворах позволили предположить, что транспорт урана рудоносными флюидами к зонам минерализации осуществлялся не в шестивалентной форме в виде карбонатных комплексов, а в четырехвалентной форме [4, 5]. При этом осаждение рудной компоненты из флюида на породах осуществляется за счет зависимости концентрации насыщения урана во флюиде от температуры.

Предполагалось наличие глубинного источника рудной компоненты и рудоносных флюидов. Крутопадающий

рудоконтролирующий разлом фокусировал поток флюидов. Вследствие этого скорость течения флюидов в зоне разлома существенно превышала скорости течения флюидов во вмещающих породах. За счет большей скорости течения конвективный перенос тепло по зоне разлома был более интенсивным, чем во вмещающих порода. Это приводило к развитию тепловой аномалии в зоне разлома. Более высокой температуре флюидов, движущихся вверх по зоне разлома, соответствовала более высокая концентрация насыщения урана. Вследствие большей скорости течения флюидов и большей концентрации в них рудной компоненты зона разлома является областью преимущественного переноса урана от глубинного источника. По мере продвижения вверх флюиды охлаждаются, при этом уменьшается растворимость рудной компоненты, за счет чего ее избыток в рудоносном флюиде осаждается на породах, т. е. осуществляется осаждение рудного вещества на температурном барьере. С течением времени продолжающийся конвективный перенос тепла снизу вверх приводит ко все большему прогреванию пород, в результате чего температурный барьер смещается вверх. Однако истощение источника флюидов приводит к уменьшению скоростей их течения в породах рудообразующей системы. Вследствие этого уменьшается конвективный перенос тепла, а это приводит к остановке температурного барьера и к окончательному формированию зоны рудной минерализации.

Была разработана математическая модель описанного выше процесса рудообразования в двумерном (профильном) приближении. Движение флюидов описывалось уравнениями Дарси и неразрывности с учетом контраста проницаемости пород зоны разлома по сравнению с вмещающими породами и анизотропии проницаемости. Эволюция поля температур и транспорт рудной компоненты описывались уравнениями нестационарного конвективного тепло- и массопереноса. Уравнения движения, тепло- и массопереноса решались конечно-разностными методами. В приближении несжимаемой жидкости уравнения, описывающие течение флюидов, сводятся к единому уравнению эллиптического типа, которое решалось методом бисопряженных градиентов [6]. Уравнения тепло- и массопереноса интегрировались модифицированным полунеявным методом [7].

Свойства пород определялись на основании оценок и экспериментальных исследований образцов пород Тулукуевской кальдеры.

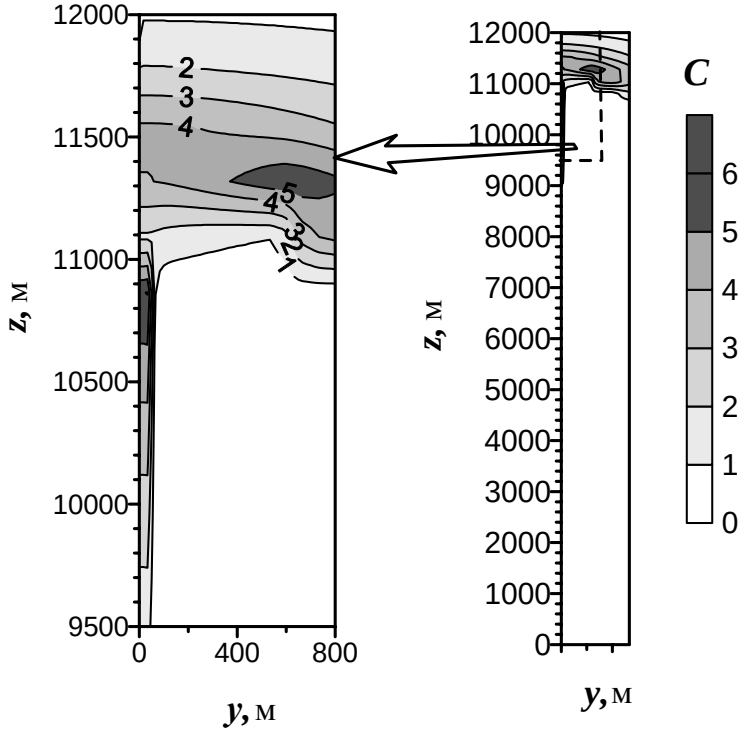


Рис.1 Распределение содержания урана в породах. ***z*** – вертикальная координата (уровень ***z*** = 12000 м соответствует положению земной поверхности. ***C*** – безразмерная концентрация урана в породах.

Неизвестными параметрами модели являются мощность и время жизни глубинного источника флюидов. Вместе с тем из анализа включений известны максимальные значения температуры на рудной стадии в некоторых точках пород рудообразующей системы. Также из оценок известны суммарные запасы урана на месторождениях Стрельцовское и Антей. Процесс рудообразования моделировался при различных заданных сочетаниях мощности и времени жизни глубинного источника флюидов. Выбирались такие значения этих параметров, при которых температура на рудной стадии и суммарный запас урана, вычисленные путем моделирования совпадали с известными данными анализа включений в образцах пород рудообразующей системы и оценок запасов, сделанных на основании обобщения результатов полевых исследований.

По результатам моделирования при полученных описанным выше методом параметрах источника флюидов было определено распределение урана в породах после завершения рудной стадии (рис. 1). Определенную методом математического моделирования область рудной минерализации можно разделить на две характерных части. Эта область локализована преимущественно в диапазоне глубин 0.5 – 1.5 км, что согласуется с данными

геологических наблюдений. Верхняя часть области минерализации расположена у верхнего конца разлома, но на некотором расстоянии от него. Нижняя часть расположена в самом разломе в интервале глубин 1 – 1.5 км. Принимая во внимание то, что в модели не учитываются локальные вариации содержания урана в породах, а рассматривается только распределенное содержание урана, можно отметить качественное соответствие морфологии основной зоны рудной минерализации, полученной методами математического моделирования и определенной по данным геологических наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00855)

ЛИТЕРАТУРА

1. Вешняков В.Е. Структурно-гидродинамические условия формирования месторождений Стрельцовского рудного поля // Материалы по геологии урановых месторождений. Сборник ВИМС. 1985. Вып. 93. С. 4-11.
2. Машковцев Г.А., Кисляков Я.М., Мигута А.К., Модников И.С., Щеточкин В.Н. Предпосылки формирования крупных гидротермальных и экзогенно-эпигенетических урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 1995. № 6. С. 467-482.
3. Krylova T.L., Aleshin A.P., Lhomme T, Velichkin V.I., Cuney M. New data on the formation conditions of the uranium ores at the Streltsovsky and Antei deposits (Eastern Transbaukalia, Russia) / 12th Quadrennial IAGOD symposium “Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21th century” (21-24 August 2006, Moscow). CD. 181.pdf. 2006.
4. Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.Л. Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // Геология руд. месторождений. 2007. № 5. С. 446–470.
5. Peiffert C., Nguyen-Trung C. and M.Cuney. Uranium in granitic magmas: Part 2. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in uranium oxide-haplogranite-H_2O-NaX (X = Cl, F) system at 770^oC, 2 kbar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60. No. 9. P. 1515-1529.
6. Хейгеман Л., Янг Д. Прикладные итерационные методы. М.: Мир. 1986. 448 с.
7. Роуч П. Вычислительная гидродинамика. М.: Мир. 1980. 616 с.

АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ КОЛЛОИДНОГО ПЕРЕНОСА РАДИОНУКЛИДОВ ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ

Мальковский В.И.[a, b]
[a]ИГЕМ РАН, [b]РХТУ им. Д.И.Менделеева.
e-mail: malk@igem.ru

ANALYSIS OF THE MODELS OF COLLOID-FACILITATED TRANSPORT OF RADIONUCLIDES BY GROUNDWATER

Malkovsky V.I.[a,b]
[a]IGEM RAS, [b]Mendeleyev University of Chemical Technology of Russia

Models of colloid-facilitated transport of radionuclides are considered. The main constituent of radioactive colloid in the groundwater is colloid of natural origin polluted with radionuclides due to contact of the groundwater with radioactive materials. It is shown that precipitation (sorption) of radiocolloid on host rocks is substitution of previously sorbed non-radioactive colloid whereas available models consider precipitation of radiocolloid as sorption on free surface of fractures and pores in the host rocks. Difference between these two approaches is estimated.

Радионуклиды содержатся в подземных водах в ионной и в коллоидной форме. Радиационный мониторинг в районах значительного радиоактивного загрязнения показал, что скорость миграции радионуклидов в коллоидной форме (в виде радиоколлоидов) существенно превышает скорость миграции радионуклидов в ионной форме [1]. Поэтому для прогнозирования распространения радиоактивного загрязнения подземной среды следует разработать модель переноса радиоколлоида подземными водами.

Скорость миграции радиоколлоида зависит от его осаждения на вмещающих породах. Основной компонентой радиоколлоида является псевдоколлоид, представляющий собой коллоид, содержащийся в подземных водах до контакта с радиоактивными материалами (протоколлоид), в результате этого контакта загрязненный радионуклидами [1]. Существующие модели рассматривают сорбцию псевдоколлоидов на породах как сорбцию на первоначально свободной поверхности каналов фильтрации подземных вод (модель 1) [2]. Это представление не совсем верно. До подхода фронта радиоактивного загрязнения было достигнуто равновесие в распределении протоколлоида между подземными водами и вмещающими породами. Поскольку равновесие уже достигнуто, частицы протоколлоида не могут сорбироваться на

вмещающих породах, так как все места, соответствующие равновесному распределению псевдоколлоида или протоколлоида заняты протоколлоидом. Поэтому осаждение частицы псевдоколлоида на породах возможно только в результате замещения какой-либо ранее сорбированной частицы протоколлоида (модель 2).

Представляется необходимым оценить, каким образом отличаются прогнозы распространения радиоактивного загрязнения, полученные на основании этих двух моделей. Для этого рассмотрим перенос псевдоколлоидов подземными водами в одномерном приближении в предположении, что дисперсия незначительна, а псевдоколлоид однороден, т.е. состоит из одинаковых частиц. Это приближение упрощает анализ влияния модели сорбции на прогноз распространения радиоактивного загрязнения. Для удобства введем безразмерные переменные

$$Z = \frac{z}{L}, \quad \vartheta = \frac{tv}{\varphi L}, \quad c = \frac{\rho\varphi C}{\rho_r(1-\varphi)C_{\lim}}, \; K_A = \frac{AC_{\lim}\rho_r(1-\varphi)}{\kappa\rho\varphi}, \quad K_L = \frac{\kappa L}{V},$$

где k – интенсивность сорбции частиц; κ – интенсивность десорбции частиц, C – массовая концентрация псевдоколлоида в подземных водах; $C_{\lim}$ – сорбционная емкость пород по отношению к псевдоколлоиду, ρ – плотность подземных вод, ρ_r – плотность пород; φ – пористость пород, v – скорость фильтрации подземных вод; t – время; z – пространственная координата; Z – безразмерная пространственная координата, ϑ – безразмерное время; c – безразмерная концентрация псевдоколлоида в подземных водах. Согласно теории броуновского движения, $k = AC$, где A – константа, определяемая путем лабораторных экспериментов по сорбции псевдоколлоидов на образцах вмещающих пород.

По постановке задачи моделирования процесс распространения загрязнения вызывается тем, что начиная с некоторого нулевого момента времени $t = 0$ в рассматриваемую область пород (соответствующую координатам $z \geq 0$) через ее границу $z = 0$ поступают загрязненные подземные воды, в которых массовая концентрация псевдоколлоида равна C_0. Соответственно безразмерная концентрация псевдоколлоида, поступающего в рассматриваемую область пород равна

$$c_0 = \frac{\rho\varphi C_0}{\rho_r(1-\varphi)C_{\lim}}.$$

Безразмерное число K_A характеризует сорбционные свойства пород по отношению к псевдоколлоиду. При малых концентрациях псевдоколлоида в подземных водах величина $K_A + 1$ приблизительно равна коэффициенту задержки коллоидных частиц, если

поверхность каналов фильтрации первоначально свободна от протоколлоида. Безразмерное число K_L является аналогом числа Дамколера и характеризует отношение скоростей двух процессов: десорбции коллоидных частиц с поверхности каналов фильтрации и движения подземных вод через рассматриваемую область пород.

Зависящие от времени распределения псевдоколлоида по протяженности рассматриваемого массива пород были получены путем численного решения уравнений переноса псевдоколлоида при использовании моделей 1 и 2.

Проанализируем результаты численного моделирования при K_A=3, т.е. при относительно высоких сорбционных свойствах пород по отношению к частицам псевдоколлоида (и протоколлоида). Рассмотрим сначала случай, когда число Дамколера мало (K_L = 0.1), т.е. скорость движения подземных вод существенно больше скорости десорбции протоколлоида с пород. Распределения безразмерной концентрации псевдоколлоида в подземных водах по всей протяженности рассматриваемой области пород ($0 \le z \le L$ или в безразмерной форме $0 \le Z \le 1$) при различных значениях времени показаны на рис. 1 для обеих моделей осаждения псевдоколлоида на вмещающих породах.

В случае модели 2 фронт загрязнения перемещается значительно быстрее, чем в случае модели 1. При ϑ = 1 в случае модели 2 фронт загрязнения практически достигает правой границы области (рис. 1*б*), тогда как согласно модели 1 фронт проходит приблизительно четверть этого расстояния за то же время. Таким образом, при значениях числа Дамколера порядка 0.1 расчеты на основании традиционной модели приводят к существенному занижению скорости коллоидного переноса радионуклидов подземными водами.

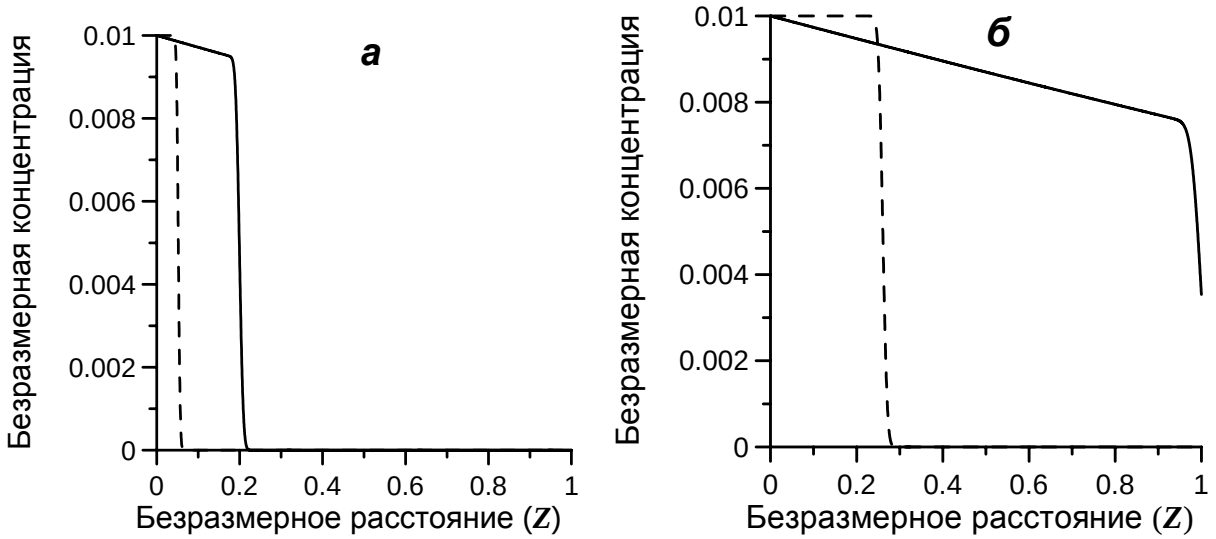


Рис. 1 Распределение безразмерной концентрации псевдоколлоида в подземных водах при K_A = 3, K_L = 0.1, c_0 = 0.01 и различных значениях времени ϑ: а - ϑ = 0.2; б - ϑ = 1; пунктирная линия – модель 1; сплошная линия – модель 2.

Рассмотрим теперь случай, когда число Дамколера велико (K_L =10). Распределения безразмерной концентрации псевдоколлоида в подземных водах в этом случае показаны на рис. 2.

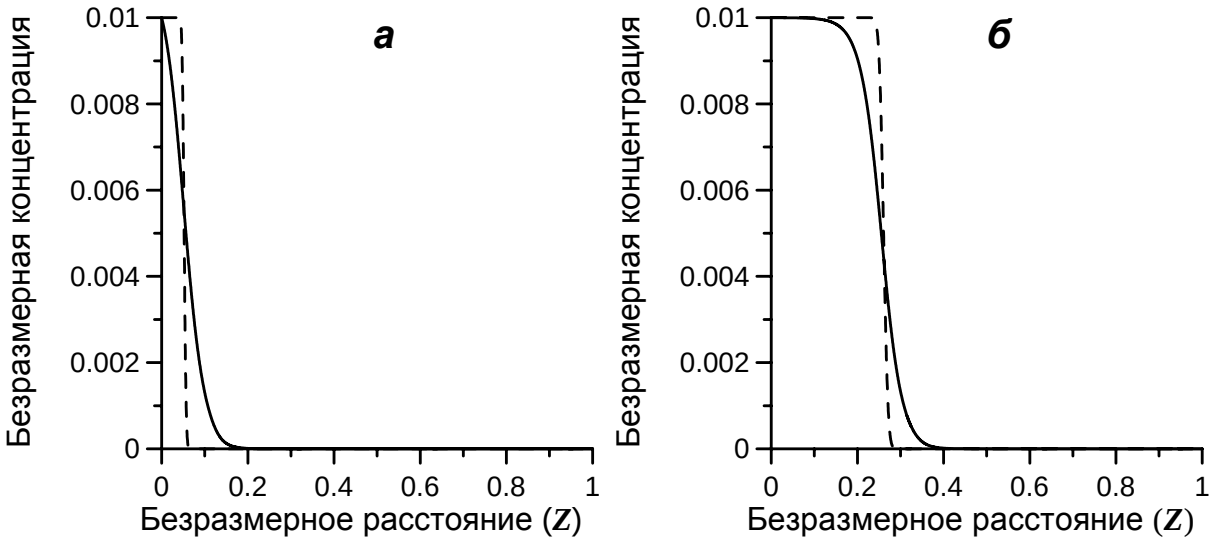


Рис. 2 Распределение безразмерной концентрации псевдоколлоида в подземных водах при K_A = 3, K_L = 10, c_0 = 0.01 и различных значениях времени ϑ: а - ϑ = 0.2; б - ϑ = 1; Пунктирная линия – модель 1, сплошная линия – модель 2.

Можно отметить, что при значениях числа Дамколера порядка 10 расчет распределений концентраций коллоида с помощью обеих моделей приводит к близким результатам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09–05–00347).

ЛИТЕРАТУРА

1. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние коллоидов на перенос радионуклидов подземными водами // Геология рудных месторождений. 2009. Т.51. №2. С. 91-106.
2. Румынин В.Г., Синдаловский Л.Н., Захарова Е.В. и др. Экспериментальные и модельные исследования коллоидного транспорта радионуклидов (применительно к условиям глубинного захоронения жидких РАО на полигоне Сибирского химического

комбината): 2. Модельный анализ миграционного процесса // Геоэкология. 2007. № 4. С. 310–323.

О ФИЗИЧЕСКИХ И МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ГРАНИТОВ НЕКОТОРЫХ УЧАСТКОВ РАЗВЕДКИ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ КАРЕЛИИ

Мясникова[a] О.В., Тришина[b] О.М., Ковалевский[b] М.В., Горбацевич Ф.Ф.[b], Шеков[a] В.А.
[a]Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, okmyasn@krc.karelia.ru
[b]Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, gorich@geoksc.apatity.ru

ON PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES OF GRANITES FROM SOME PROSPECTING PLACES OF BUILDING MATERIALS IN KARELIA

Myasnikova O.V[a]., Trishina O.M[b]., Kovalevskiy M.V[b]. Gorbatsevich F.F.[b] and Shekov V.A[a].
[a]Geological Institute of the Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk okmyasn@krc.karelia.ru
[b]Geological Institute of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia gorich@geoksc.apatity.ru

Physical-mechanical and elastic properties of rocks from Reromyaki, Kyasnesel'ga, Kashina Gora and Kestenga prospecting places were investigated. It was found that the average density of granites depends on the composition and content of feldspars and presence of dark-coloured minerals. Granites with a great content of sodium-calcium feldspar and containing dark-coloured minerals are denser. Plagiomicrocline granites and gneissic granites from Kashina Gora place участков разведки are the strongest.

Для оценки перспектив использования гранитов Карелии нами исследованы состав, структура, физико-механические и упругие свойства пород участков разведки строительных материалов, расположенных в пределах Свекофенского подвижного пояса и Карельского геоблока. (табл., рис. а).

Анализ полученных данных позволил заключить, что порфировидные неравномернозернистые биотитовые граниты рапакиви месторождения Репомяки (РЕ-1) обладают сравнительно высокими прочностными показателями, широким диапазоном водопоглощающих свойств, высокой пористостью по сравнению с породами других участков. При этом, истираемость породы одна из самых низких (табл.). Акустополяриграмма образца РЕ-1 указывает на влияние структурных неоднородностей и

направленной микротрещиноватости, проявленной на гранях 1 и 3. Образец РЕ-1 показал низкие значения средних скоростей продольных и поперечных волн и слабую упругую анизотропию (A_P = 3.4%, B_S = 1.5%, табл.).

Порфировые выделения, представленные как овоидами, так и относительно правильными таблитчатыми зернами ортоклаза размером от 1,5 см до 2-4 см, совместно с развитой микротрещиноватостью, способствуют снижению прочности крупноовоидных гранитов рапакиви–выборгитов Кяснесельгского (С-1) участка разведки (табл.). Акустополяриграммы образца выборгитов (С-1) свидетельствуют о наличии упругой анизотропии и наличии структурной неоднородности (рис.). Показатели A_p, B_s (табл.) характеризуют этот образец, как высокоанизотропный. На грани 2-2' наблюдается эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ), сопровождаемый значительным снижением скорости поперечных волн (табл.), что также может служить подтверждением наличия развитой микротрещиноватости в образце.

Плагиомикроклиновые граниты участка разведки Кашина Гора (KG-1) обладают высокими показателями прочности, как в сухом, так и в насыщенном водой состоянии. Отметим также минимальное водопоглощение этих пород. По данным акустополярископии, образец KG-1 представляет собой относительно слабоанизотропную среду, но с отчетливо выраженным эффектом ЛААП на грани 1 и 3. Это указывает на наличие ориентированной микротрещиноватости. Величины коэффициента анизотропии A_P и показателя анизотропии B_S (табл.) подтверждают достаточно малую степень упругой анизотропии породы. Определения прочностных и коллекторских свойств мигматизированных плагиомикроклиновых гранитогнейсов Кестенгского участка разведки (К-1) показывают, в отличие от гранитов Кашиной Горы, низкие величины пределов прочности, как в сухом, так и в насыщенном водой состоянии (табл.). Соответственно высоки характеристики водопоглощения и истираемости пород.

Таблица Физико-механические характеристики гранитов Карелии участков разведки нерудных строительных материалов.

Участок	Предел прочности при одноосном сжатии. МПа		Кр %	Истинная плотность г/см^3	Водопогло-щение. %	Po . %	Истираемость г/см^2. мм	Показатель анизотропии		ЛААП D1. D2. D3.	α. град.
	в сухом состоянии	в водо-насы-щенном состоянии						A_P. %	B_S.%		

Репомяки (РЕ-1)	**103 – 184 163**	**63 – 154 122**	**25**	**2.58 – 2.70 2.65**	**0.10 – 1.40 0.40**	**2.64**	**0.16 – 0.20 0.18 0.41 – 0.52 0.47**	**3.36**	**1.5**	**0.43 0.09 0.08**	**9.8 15.0**
Кяснесельгский (С-1)	**82 – 100 89**	**40 – 70 51**	**43**	**2.68**	**0.25 – 0.38 0.35**	**2.61**	**-**	**17.8**	**28.8**	**0.10 0.06 0.16**	**26.3 9.0**
Кашина Гора (KG-1)	**142 – 210 177**	**94 – 191 143**	**19**	**2.69 – 2.72 2.71**	**0.12 – 0.18 0.15**	**0.74**	**0.19 – 0.20 0.20 0.71 – 0.74 0.73**	**3.5**	**15.3**	**0.62 0.13 0.28**	**17.8 25.2 13.1**
Кестень-гский (К-1)	**96 - 124 106**	**60 - 78 68**	**34**	**2.66 – 2.77 2.71**	**0.20 – 0.45 0.29**	**1.48**	**0.25 – 0.34 0.29 0.90 – 1.23 1.07**	**5.0**	**7.4**	**0.43 0.24 0.1 8**	**12.8 16.0**

Примечание:
K_p - Коэффициент снижения прочности при водонасыщении;
P_o - Общая пористость;
α – угол между проекциями элементов упругой симметрии и эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП)
A_p, B_s – показатели анизотропии по продольным и поперечным

Акустополярископия образца К-1, также как и образца KG-1 указывает отчетливо выраженный эффект ЛААП на грани 1 и 3 (рис.). Сравнительно небольшое значение коэффициента анизотропии A_P позволяет отнести образец этой породы к слабоанизотропной разновидности.

Практически на всех акустополяриграммах наблюдается несоответствие проекций элементов симметрии с направлением, в котором наблюдается наименьшее поглощение волны. Данное явление получило название эффекта углового несогласия.

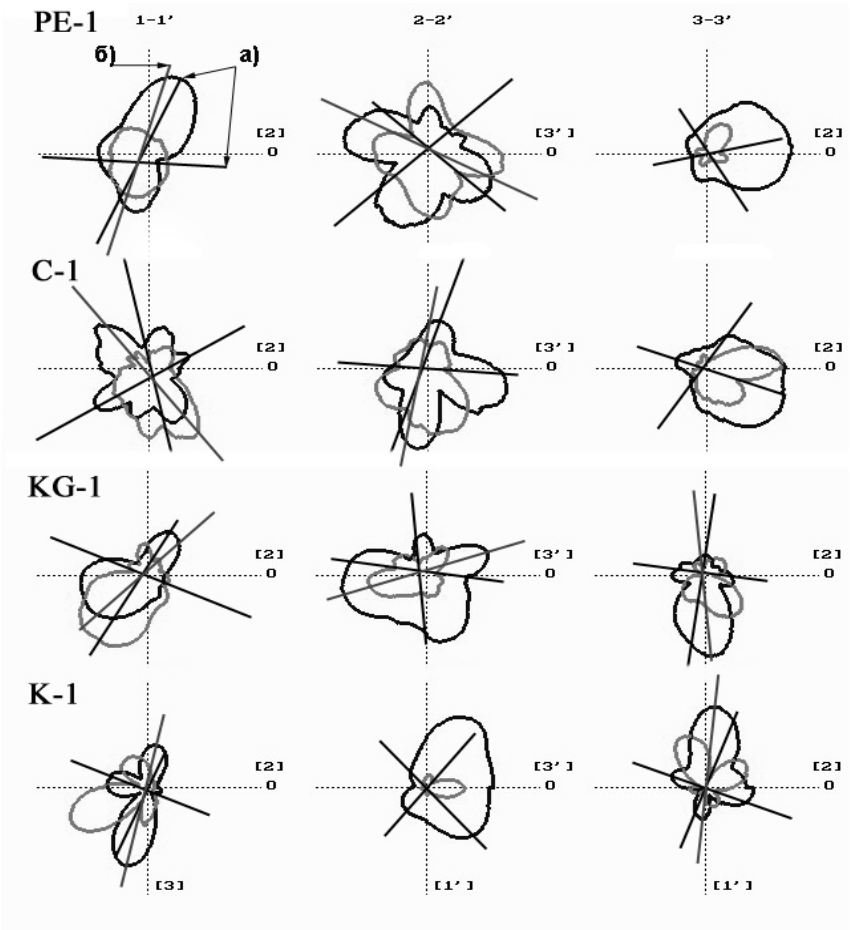


Рис. Акустополяризационные диаграммы образцов пород участков разведки: Репомяки (PE-1), Кяснесельгского (C-1), Кашиной горы (KG-1) и Кестеньгского (K-1); а) – проекции элементов упругой симметрии, б) – направление наибольшего распространения волн. Темная линия – векторы параллельны, светлая – скрещены.

Выводы

Получено, что средняя плотность гранитов зависит от состава и содержания полевых шпатов, присутствия темноцветных минералов. Более плотными являются граниты с большим содержанием натриево-кальциевых полевых шпатов в составе и присутствием темноцветных минералов.

Наиболее прочными являются плагиомикроклиновые граниты, гнейсограниты участка разведки Кашина Гора с относительно невысоким содержанием калиевого полевого шпата (микроклина) и незначительной степенью вторичных изменений. Для плагиомикроклиновых гранитогнейсов участка разведки Кестеньгское невысокие показатели прочности и высокое значение $К_р$ и $Р_о$ объясняется вторичными изменениями в полевых шпатах, наличием меланократовых (скопления биотита, рудного минерала и эпидота) пятен, приуроченных к

субпараллельным трещинам, а также интенсивным ожелезнением трещин (процессы выветривания).

Невысокие прочностные свойства, высокое значение водопоглощения, высокая общая пористость и сравнительно низкая величина средней и истинной плотности для крупноовоидных с крупнозернистой основной массой гранитов рапакиви – выборгитов участка разведки Кяснесельгское, очевидно связаны не только с крупнозернистью и формой зерен основных породообразующих минералов, но и с составом и содержанием полевого шпата. Образцы участка Кяснесельгский обладают достаточно высокими значениями водопоглощения и явно выраженной анизотропией, что может свидетельствовать о том, что микротрещины в данной породе имеют упорядоченную ориентировку.

Учитывая, что характеристикой микротрещиноватости изверженных горных пород может быть водопоглощение, можно полагать, что невысокие значения параметров анизотропии, полученные для участка «Репомяки» вместе с высокими значениями водопоглощения, могут являться свидетельством того, что ориентировка микротрещин в этих образцах скорее хаотичная.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантом РФФИ № 07–05–00100 и гранта президента РФ МК–1908.2008.5.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ТУФОВ ПРИ НАГРЕВЕ В ИЗОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ.

Насимов Р.М.[a], **Геншафт Ю.С.**[a], **Фролова Ю.В.**[b], **Ладыгин В.М.**[b], **Салтыковский А.Я.**[a]
[a]Институт физики Земли РАН, Москва, [b]Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: nasimov@ifz.ru

NONLINEAR CHANGES OF DENSITY OF HYDROTHERMALLY-ALTERATED TUFFS AT HEATING IN ISOBARIC CONDITIONS.

Nasimov R.M.[a],**Genschaft J.S.**[a], **Frolova J.V.**[b] **Ladygin V.M.**[b], **Saltykovskij A.Ja.**[a] e-mail: nasimov@ifz.ru
[a]Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[b]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology

The experiments with tuff samples in close and open system from borehole on hillside of volcano Baransky (Kuril Islands) have been performed at high pressure (*P*) and temperature (*T*). Sampling depth varied from young superficial sediment layers to deeply hydrothermally altered layers (up to 1500 m). The main aim of studies was investigation of evolution of pore space during long sedimentation and further

subduction in deep interior. It was found that the samples collected nearby surface were nonlinear enlarged with increasing temperature (up to 300 °C) under isobaric conditions ($P = 0.7$ GPa) whereas deep samples have linear expansion. Analyze of this results and additional studies of pore space showed that the nature of this process is found in deformation and reconstruction of rock framework.

Значительная часть разреза верхней земной коры сложена вулканогенными и осадочными породами, мощность которых изменяется в широких пределах – от сотен метров на древних щитах и до 10 и более километров – в осадочных прогибах и бассейнах. Поэтому, знание физических свойств вулканогенно-осадочных пород в изменяющихся *PT* условиях чрезвычайно важно при интерпретации геофизических (особенно сейсмических и гравиметрических) данных и различных тектонических и геодинамических реконструкциях. Среди глубинных пород кристаллического фундамента выделяют первично-магматические (ортопороды) и первично-осадочные породы (парапороды), метаморфизм которых зачастую затушевывает их исходную природу. Под действием высоких *P-T* параметров в глубинных условиях земной коры, особенно в ее нижней части, происходит значительное изменение петрофизических характеристик пород осадочного чехла в ходе их погружения (особенно в зонах перехода континент-океан, в областях островных дуг); чаще всего наблюдается уплотнение вулканогенно-осадочных пород и возрастание скоростей упругих сейсмических волн. Обратный процесс, связанный с воздыманием и эрозией, выводит на дневную поверхность или в близповерхностные горизонты земной коры глубоко метаморфизованные породы, которые могут испытывать дилатансионное разуплотнение при снятии напряжений и понижение упругих характеристик. Экспериментальные лабораторные исследования являются простейшим путем получения информации об изменении петрофизических свойств горных пород в изменяющихся *P-T* условиях. Работа была разделена на две части: 1 – эксперименты в открытой системе, когда всем выделяющимся флюидам предоставляется возможность выделяться и улетучиваться, результаты этих экспериментов изложены в статье Салтыковский и др., [2004]; 2 – проведение экспериментов в условиях, когда эти флюиды остаются в герметичной капсуле в процессе всего эксперимента. Второму типу экспериментов уделяется основное внимание в этом докладе.

Исследованные образцы отобраны из керна скважины (глубина 1500 м), пробуренной на ЮЗ склоне вулкана Баранский. Это

андезитовый вулкан, расположенный внутри кальдеры средне-позднеплейстоценового возраста. Геологический разрез представлен псаммито-псефитовыми андезитовыми (редко дацитовыми или андезито-дацитовыми) туфогенными породами позднеплейстоцен-плиоценового возраста, перемежающимися с потоками лав и дайками андезитов и андезито-базальтов. Высокопористая и проницаемая туфогенная толща является коллектором термальных вод, нагретых за счет тепла от субинтрузивных диоритовых тел, предполагаемых на глубине 1-1.5 км в недрах вулкана. Циркулирующие в недрах гидротермальной системы флюиды имеют различные температуру (100-450°), кислотность-щелочность (pH 1.5-10) и химический состав и, воздействуя на вмещающие породы, вызывают их интенсивное преобразование. Гидротермальные изменения носят зональный характер, детально описанный в работе Рычагова с соавторами [1994]. В разрезе туфогенной толщи выделяются следующие зоны (снизу вверх): высокотемпературные вторичные кварциты с кварцем, эпидотом, серицитом, вайракитом, гранатом; среднетемпературные кварц-хлорит-альбитовые туфы с эпидотом и цеолитами; низкотемпературные цеолит-хлоритовые и кальцит-гидрослюдисто-хлоиртовые породы; хлорит-смектит-гидрослюдистые туфы; гидротермальные аргиллизиты со смектитовыми минералами и высококремнистыми цеолитами; зона сернокислотного выщелачивания с каолинитом, опалом, алунитом. Каждая зона имеет свои петрофизические особенности, отличаясь по физическим и механическим характеристикам от других зон (Ладыгин и Рычагов [1994]; Фролова и др. [1999, 2001]; Ладыгин и др., [2000]). Границы между зонами достаточно резкие. Основная зональность нарушена и пересекается так называемыми зонами “вскипания гидротерм”, выполненными кварцем, адуляром, вайракитом. Эти зоны приурочены к участкам повышенной трещиноватости с особыми термодинамическими условиями.

Изученные образцы разделяются на 3 группы согласно их возрасту: 1 – группа включает 5 образцов псефитовых и псаммитовых туфов, в различной степени измененных гидротермальным процессом; 2 – группа отобрана из вулканогенно-осадочной толщи, интенсивно измененной гидротермальным процессом; 3 – группа отобрана из толщи, испытавшей воздействие высоких температур и давления в ходе геологического времени.

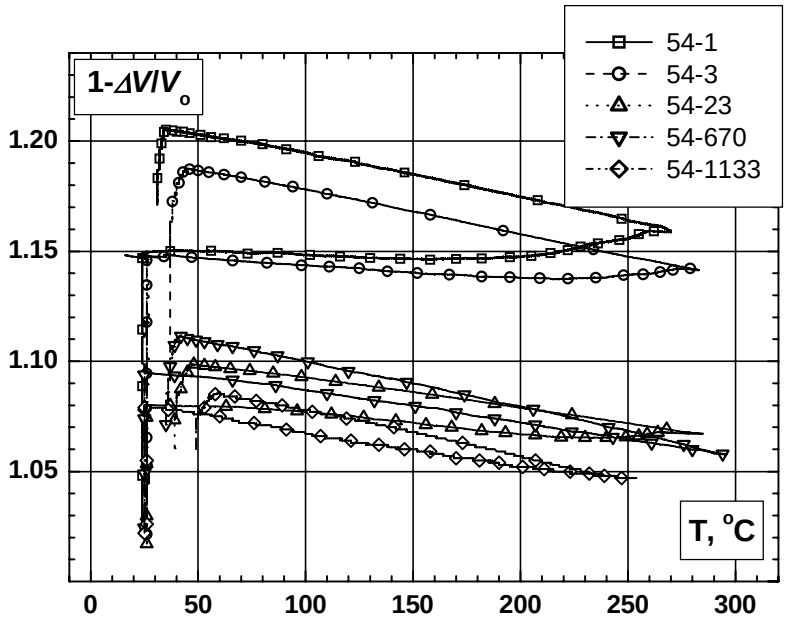
Образцы туфов испытывались в аппарате высокого давления типа цилиндр-поршень (∅=12 мм) с внешним нагревом (до 400 °С). До опытов определялась плотность и пористость образцов стандартными методами, обычно применяемых для описания

горных пород физических характеристик горных пород и предусмотренных ГОСТ. Для того определения плотности после воздействия *P* и *T*, был использован модифицированный пикнометрический метод согласно ГОСТ (Ломтадзе, [1990]). Объем пикнометра составлял 5 см^3.

В процессе сжатия исследовалась скорость продольных ультразвуковых волн.

Исследованы модификации формы пустот, удельного объема и удельной площади пор в процессе компрессии. С этой были выполнены исследования микропористости (размер пор = < 10^{-3} мм) на отдельном образце 54-3, который взят с небольшой глубины скважины и имеет большую начальную пористость. Измерения проведены на приборе по измерению микропористости фирмы AUTOSORB-1 (“Quantachrome, США”).

Процесс сжатия образцов изображен на рисунке. Образцы 54-1 и 54-3 (с глубины 32 and 39.5 м соответственно) расширялись при нагреве в значительной степени нелинейно (*P*=0.7 ГПа). Этот факт можно оценить по нижней ветви петли расширения и сжатия. С другой стороны для образцов с большой глубины расширение происходит линейным образом. Процесс охлаждения при высоком давлении связан с линейным сжатием для всех без исключения образцов. Частично, процесс нелинейного расширения образца обнаруживает образец № 54-23. Эта порода отобрана из зоны близкой средней температурному интервалу. Отметим, тот факт, что ширина петель для близповерхностных образцов гораздо больше.



Выводы

1. Основной вклад в сжатие образцов исследованных образцов происходит вследствие сжатия при высоких давлениях и температур, причем изменение объема происходит за счет пластических деформаций и перестройки структуры порового пространства.
2. Причина сохранения остаточной пористости (5-15 %) происходит вследствие упругой деформации.
3. При *PT*- испытаниях (*T* выше 400 ºС и давлении *P* от 0.7 to 1.7 ГПа) не наблюдается существенного изменения минерального состава исходных образцов.
4. Максимальное сжатие имеет место в образцах, которые имеют минимальную начальную плотность.
5. Форма пустот существенно изменяется. Открытые с двух сторон поры трансформируются в замкнутые с одной стороны поры с существенным изменением удельного объема и удельной площади пор.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 00-05-64432.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фролова Ю.В, Голодковская Г.А., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. О природе инженерно-геологических свойств гидротермально-метасоматических пород Курило-Камчатского региона // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. N 3. С. 36-42.
2. Фролова Ю.В, Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Изучение геотермального резервуара по петрофизическим данным. Доклады Геотермального Научного Совета. Т.25., СС. 401-403, 2001.
3. Ладыгин В.М., Фролова Ю.В, Рычагов С.Н. Формирование состава и петрофизических свойств гидротермально измененных пород геотермального резервуара // Материалы Всемирного Геотермального Конгресса. С. 2695-2699, 2000
4. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского (о-в Итуруп) // Вулканология и Сейсмология, N6, С. 96-112, 1994
5. Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология 1993. N 2, С. 59-74
6. Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра. 1990. 328 с.

7. Салтыковский А.Я., Дьяур Н.И., Насимов Р.М., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Геншафт Ю.С., Матвеев А.В. Плотности гидротермально измененных пород вулкана Баранский (о. Итуруп) после воздействия высоких P-T // Физика Земли. Т 40, №4, стр. 347-351, 2004.

НЕКОТОРЫЕ НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРИ.

Павленкова Н.И., Институт физики Земли РАН, Москва, ninapav@ifz.ru

UNSOLVED PROBLEMS OF PETROPHISICAL INTERPRETATION OF THE UPPER MANTLE SEISMIC INHOMOGENEITY OF THE SIBERIA

Pavlenkova N.I., Institute of the Earth physics RAS, Moscow, ninapav@ifz.ru

Deep seismic studies with the long range profiles and with nuclear sources revealed some unusual upper mantle properties which origin is not clear. They are: (1) horizontal changes of the seismic velocities at depths of 300-400 km beneath the West-Siberian platform which is not correlated with temperature changes; (2) negative correlation between the seismic velocity and density; (3) regional seismic boundaries (layered zones) at depths where the pellicle melt was determined from the kimberlites.

На территории России создана система уникальных сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с мирными ядерными взрывами и позволяющим исследовать структуру всей верхней мантии вместе с переходной зоной к нижней мантии, то есть до глубины 700 км. Наиболее полная система профилей, обеспечивающая построение трехмерной скоростной модели верхней мантии, отработана в пределах сибирских платформ [Павленкова, 2006].

В результате этих исследований выявлена сложная структурная неоднородность верхней мантии, изменчивость сейсмических скоростей по горизонтали, наличие региональных отражающих границ. Некоторые из этих особенностей хорошо согласуются с традиционными представлениями о составе и температурном режиме верхней мантии. Так, скоростная модель Сибирского кратона, определенная по методике Кускова и Кронрода [2007], соответствует составу и температурной модели верхней мантии,

определенных на основе изучения сибирских ксенолитов. Горизонтальная изменчивость скоростей в верхах верхней мантии хорошо коррелирует с разным температурным режимом древних и более молодых структур: под Сибирским кратоном, характеризующимся низким тепловым потоком, выявлены повышенные (до 8.2-8.3 км/с) сейсмические скорости по сравнению со скоростями 8.0-8.2 км/с под более молодой Западно-Сибирской плитой, отличающейся повышенным тепловым потоком.

Но эта корреляция нарушается на больших глубинах (более 250-300 км): под Сибирским кратоном наблюдаются пониженные на 0.1-0.2 км/с скорости относительно Западно-Сибирской плиты. Причиной такого изменения не может быть смена температурного режима. Это следует из горизонтального залегания под всей Сибирью кровли переходной зоны между верхней и нижней мантией на глубине около 420 км. Это – одна из основных фазовых границ мантии и ее горизонтальное положение свидетельствует об одинаковых PT условиях на этой глубине. Увеличенные скорости над этой границей, наблюдаемые под Западно-Сибирской плитой, должны привести к инверсии температуры.

Это касается не только региона Сибири. Сопоставление скоростной модели Сибирского кратона с обобщенной по миру моделью IASP91 показало, что сейсмические скорости в низах верхней мантии большинства регионов мира выше, чем под Сибирским кратоном. Учитывая, что модель IASP91 построена по данным мировой системы сейсмологических станций и землетрясений, расположенных, в основном, в сейсмоактивных регионах, можно предположить, что отмеченная разница в скоростных моделях верхней мантии характеризует глобальные различия между древними кратонами и молодыми тектоническими активными регионами. Отметим при этом, что петрофизическая модель Сибирского кратона не является исключением. Такая же модель получена и для африканского кратона Каапвааль [Кусков, Конрад, 2007].

Для объяснения повышенной сейсмической скорости в низах верхней мантии в тектонически-активных регионах по сравнению с древними кратонами для этой части верхней мантии приходится предположить разный состав или разные фазовые преобразования вещества в процессе формирования этих тектонических структур. Но что это за преобразования?

Неожиданным свойством верхней мантии Сибирского кратона оказались также высокоскоростные блоки в самых верхах мантии непосредственно под границей М. Величины скоростей в этих блоках аномально высокие (до 8.4 км/с). Объяснить их

петрологической неоднородностью трудно, так как все разновидности мантийных пород характеризуются сейсмическими скоростями не более 8.0-8.2 км/с. Для объяснения наблюдаемых скоростей высказывались два предположения: вещество мантии в высокоскоростных блоках обеднено содержанием железа или существует анизотропия скоростей. Сейсмическая анизотропия действительно обнаружена в верхней мантии Сибирского кратона, но насколько велика она именно в этих высокоскоростных блоках, определить в настоящее время невозможно. Нет надежных данных и о горизонтальной изменчивости состава в верхах мантии. В гравитационном поле эти блоки никак не выражены.

При совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по верхней мантии сибирских платформ возникла еще одна трудно разрешимая проблема. Она заключается в наметившейся обратной корреляции между сейсмическими скоростями и плотностью. По лабораторным данным для большей части пород наблюдается прямая корреляция между этими параметрами и такого расхождения между сейсмическими и гравиметрическими данными в других регионах не наблюдается.

Учитывая неоднозначность интерпретации гравиметрических данных по определению глубины аномальных тел, сейчас трудно сказать на какой глубине наблюдается такое соотношение. Но в любом случае под молодой Западно-Сибирской плитой приходится увеличивать плотность в верхней мантии относительно плотности под Сибирским кратоном.

Пока можно высказать два предположения для объяснения этого необычного соотношения. Во-первых, увеличение плотности под Западно-Сибирской плитой возможно в низах верхней мантии, ниже 300 км, где скорости повышены относительно Сибирского кратона. Но это предположение мало вероятно, так как гравитационным эффектом этой части верхней мантии трудно перекрыть обратный эффект более мощной верхней ее части.

Другое объяснение можно искать в особом составе верхней мантии Сибири. Действительно, для некоторых видов перидотитов выявлена обратная корреляция между сейсмической скоростью и плотностью [Jordan, 1979; Sobolev et al., 1997]. Возможно, верхняя мантия сибирских платформ сложена именно этим видом перидотитов.

Еще одна нерешенная проблема связана с природой региональных сейсмичских границ. В верхней мантии Сибири на глубине около 100, 150, 250 и 320 км выделены четыре региональные отражающие границы. Все они не являются простыми границами первого рода, на них не происходит резкого скачка

скорости. Это – многослойные пачки с чередованием повышенных и пониженных скоростей. Объяснить формирование прослоев повышенных скоростей в этих зонах можно анизотропией скоростей, а пониженных скоростей - наличием флюидов. Известно, что небольшое содержание флюидов в породе резко понижает сейсмические скорости в них [Лебедев и др., 1989]. Отсюда можно предположить, что эти сложные отражающие границы являются насыщенными флюидами зоны, в которых активно развиваются процессы метасамотоза или наблюдается частичное плавление вещества. Последнее подтверждается данными по ксенолитам. Так, в работе [Соловьева и др., 1994] показано, что для ксенолитов, образовавшихся на глубине этих региональных границ, отмечается пленочное плавление. Кроме того, и мировая статистика распределения ксенолитов по глубине показала, что большая их часть приурочена к глубинам, на которых формируются описанные сейсмические границы [Гордиенко, Усенко, 2007]. Но что это за процессы, формирующие эти зоны, и почему они приурочены к определенным глубинам?

В целом, все перечисленные выше проблемы требуют дальнейших комплексных исследований. Их решение, несомненно позволит лучше понять процессы формирования тектоносферы Земли, особенно ее платформенных частей.

Работа выполнена по гранту РФФИ 08-05-08122.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях определения глубин магматических очагов в верхней мантии // Геофизический журнал, выпуск 4. 2007. С. 31-38
2. Кусков О.Л.. Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // Физика Земли. 2007. № 1. С.45-66
3. Лебедев Е.Б., Кадик А.А. Зебарин А.М., Дорман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР, 1989, Т. 309, № 5. С.1090-1093.
4. Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Том 47. № 5. С. 630-645
5. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами.

Новосибирск. ВО «Наука». Сибирская издательская фирма. 1994. 256 с.
6. Jordan T.H. Mineralogies, densities and seismic velocities of garnet lherzilites and their geological implication. // F.R.Boyd and H.O.A.Meyer (Eds.)The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. Proc. 2nd International Kimberlite Conference . 1979. Vol. 2. AGU. P.1-14
7. Sobolev S.V., Zeyen H., Granet H., Achauer U, Bauer C, Werling F., Altherr R. and Fuchs K. Upper mantle temperatures and lithosphere–asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations // Tectonophysics, 275, 1997. P.143–164.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ (ЮВ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Петров В.А.[а], Андреева О.В.[а], Полуэктов В.В.[а], Щукин С.И.[б]
[а]ИГЕМ РАН, vlad@igem.ru, [б]ОАО «ППГХО»

STRUCTURAL-PETROPHYSICAL PROPERTIES OF ROCKS OF THE BASEMENT IN WESTERN PART OF THE STRELTSOVSKAYA CALDERA (SE TRANSBAIKALIA)

Petrov V.A.[a], Andreeva O.V.[a], Poluektov V.V.[a], Shchukin S.I.[b]
[a]IGEM RAS, vlad@igem.ru, [b]JSC «PPGKhO»

Data on mineral-petrographycal composition and structural-petrophysical properties of the Proterozoic granitic-gneissic rock combining with considerations on the brittle-ductile transition zone fluctuation are coupled with the aim to determine the vertical scale and maximal depth of uranium ore formation in western part of the Streltsovskaya caldera.

Данные по вертикальному размаху оруденения и максимальной глубине рудоотложения – основа для прогноза масштабности проявления эндогенных рудообразующих процессов в рудных полях и месторождениях, связанных с дизъюнктивными дислокациями. Последние формируются в верхней упруго-хрупкой части земной коры, где образуют субвертикальные каналы миграции рудоносных газо-водных флюидных фаз, но при переходе в область упруго-пластичного поведения вещества трансформируются в зоны бластомилонитов, кливажа и выполаживаются в виде листрических разломов [1]. Поэтому для определения масштаба проявления рудоподготовительных, рудосопровождающих и пострудных тектонических, магматических и гидротермально-метасоматических

процессов необходимо установить: (1) местоположение в разрезе границы между упруго-хрупким и упруго-пластичным поведением вещества, (2) неоднородность по составу, свойствам и состоянию колонны флюидопроводящих хрупко-деформированных пород.

Граница хрупко-пластичного перехода. В стабильных геодинамических условиях граница перехода от упруго-пластичного к упруго-хрупкому поведению вещества по различным оценкам находится на глубине от 6 до 15 и более км в относительно стационарном режиме, но в областях современной вулканической и геотермальной активности она приближается к поверхности и ее местоположение может изменяться. По расчетам [2] при скорости деформирования $10^{-14}c^{-1}$, флюидно-поровом факторе $0.38<\lambda<0.6$ ($\lambda=P_f/S_v$, P_f - флюидное давление, S_v – вертикальное напряжение или литостатическая нагрузка, гидростатическое флюидное давление превалирует), дифференциальном напряжении (σ_1-σ_3) около 150 МПа и температурном градиенте около 130°С км$^{-1}$ граница размещается на глубине около 3 км. Временное смещение границы на более глубокие горизонты в более разогретые условия происходит при локальном увеличении скорости деформации пород (новая фаза тектогенеза) и/или внедрении новой порции расплавов и флюидов в остывшую раму. Это приводит к тому, что деформации хрупкого разрушения охватывают первоначально пластичные породы при низких значениях дифференциального стресса. По мере остывания магматического тела или снижения тектонической и гидротермальной активности граница вновь перемещается к поверхности. Есть все основания предполагать, что такой механизм «вертикальной миграции» границы хрупко-пластичного перехода распространяется не только на современные вулканические и геотермальные системы, но и на области тектоно-магматической активизации (ТМА) в геологическом прошлом.

Неоднородность колонны пород. В качестве примера рассмотрим колонну хрупко-деформированных флюидопроводящих пород фундамента западной части Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской ТМА региона. Используются данные минералого-петрографического и структурно-петрофизического изучения керна скважин 1с и 2с (48 образцов с глубины от 601.5 до 2529 м) Куста I Краснокаменского структурного узла, расположенного в районе месторождения Аргунское в зоне влияния Меридионального разлома.

Минералого-петрографические исследования прозрачных шлифов показали, что в зоне разлома развиты протерозойские гранито-гнейсы с ксенолитами амфиболитов, кристаллических сланцев и мезозойские экструзивные сиенит-порфиры.

Метасоматические и динамометаморфические преобразования гранито-гнейсов происходили в протерозое, палеозое и в процессе ТМА. Становление гранито-гнейсового комплекса сопровождалось формированием мигматитов, высокотемпературных кварц-калишпатовых метасоматитов, пластическими деформациями (бластомилониты-I), а на завершающих этапах - альбититов. В палеозойское время широко проявились процессы грейзенизации с турмалиновой, флюоритовой и топазовой минерализацией, тяготеющей к зоне разлома. В дальнейшем грейзенизированные гранито-гнейсы при воздействии интенсивных пластических деформаций были преобразованы в бластомилониты-II и бластокатаклазиты. При этом весь кварц приобрел вид сдавленных линз, локализованных вдоль сланцеватости, а значительная часть мусковита в результате ориентированных стрессовых воздействий перекристаллизована в виде мелкочешуйчатого серицита (этот процесс отнесен к динамометаморфической серицитизации). С началом позднемезозойской активизации пластические деформации сменились хрупкими с образованием зон катаклаза, брекчирования и прожилкования с низкотемпературными гидротермально-метасоматическими и рудными минеральными ассоциациями. Наиболее ранние из них (дорудные аргиллизиты и гидрослюдизиты) сменяются с глубиной (>2000 м) березитами. Фациальные разновидности метасоматитов – единое образование с отчетливой вертикальной температурной зональностью. В колонне пород урановорудные ассоциации проявлены слабо, а пострудные представлены секущими гнейсовидность зонами каолинизации, хлоритизации (бертьерин), смектитизации, карбонатизации и проявлениями Li-тосудита, которые развиты преимущественно на верхних горизонтах разреза.

Структурно-петрофизическое изучение кубических образцов (грань 30 мм), вырезанных из кернового материала, включало определение плотности (ρ, г/см^3), эффективной пористости (P_{ef}, %), скоростей (км с$^{-1}$) *P*- и *S*-волн («на просвет» в трех ортогональных направлениях, атмосферные условия, сухое состояние, частота преобразователей 1.0 МГц), расчёт значений динамических модулей Юнга (*E*, ГПа), сдвига (*G,* ГПа) и коэффициента Пуассона (μ) по данным ультразвукового прозвучивания. Установлены следующие значения параметров (среднее, минимальное - максимальное): (2.61, 2.43-2.97), P_{ef} (2.23, 0.4-8.37), V_P (5.05, 3.34-6.52), V_S (2.73, 1.93-3.53), *E* (51.51, 24.2-90.5), *G* (20.13, 10-35.1), μ (0.29, 0.15-0.39). Анализ полученных данных показал, что по петрофизическим свойствам колонна пород имеет зональность, когда средняя зона (глубины 1200 - 2000 м) характеризуется средними значениями, а

нижняя и верхняя зоны – выказывают наибольший разброс значений всех параметров. Так, породы нижней зоны (>2000 м) обладают пониженными значениями V_P, V_S и упругих модулей, а породы верхней «концевой» зоны (<1200 м) пониженными значениями ρ, V_S и упругих модулей, но повышенными значениями P_{ef}. Наряду с этим по значениям μ и индекса V_P/V_S обнаруживается тенденция нарастания с глубиной хрупких деформаций при средних значениях ρ и P_{ef} в нижней зоне. Эти особенности могут объясняться сменой стиля деформаций колонны пород в зоне Меридионального разлома, заложение которого произошло в PR геотектонический цикл (ГТЦ) в обстановке пластических деформаций вмещающих гранито-гнейсов, а реактивация в PZ (каледонский и варисский ГТЦ) [3]. Очевидно, что в течение позднемезозойской ТМА сложились условия, в которых породы нижней зоны испытали деформацию хрупкого разрушения в связи со смещением границы хрупко-пластичного состояния вещества на более глубокие горизонты, а породы верхней зоны нарушены серией «раскрывающихся вверх» кулисообразных швов Меридионального разлома, образующих флюидопроводящие каналы, включая структуры гидроразрыва.

Таким образом, изучение минералого-петрографических и структурно-петрофизических характеристик PR гранито-гнейсов фундамента западной части Стрельцовской кальдеры показывает:

1. Колонна пород претерпела полистадийные метасоматические и динамометаморфические изменения с образованием зональности, где верхняя (<1200 м) «концевая» зона наиболее подвержена хрупким деформациям и вмещает кулисообразные швы Меридионального разлома, формирующих серию субвертикальных флюидопроводников с сопутствующими аргиллизитами и гидрослюдизитами; березитизированные породы нижней (>2000 м) зоны (низы Меридионального разлома), изначально пластически деформированные в течение протерозойского и последующих ГТЦ, испытали хрупкое разрушение в процессе позднемезозойской ТМА в связи со смещением границы хрупко-пластичного состояния вещества на более глубокие горизонты разреза.

2. В зоне влияния Меридионального разлома максимальная глубина рудоотложения, исходя из расположения границы хрупко-пластичного перехода на период позднемезозойской ТМА (с учетом мощности внутрикальдерных осадков и уровня эрозионного среза), может составлять около 2500-3000 м. Также не исключено, что уже в допозднемезозойское время на этих глубинах в обстановке ослабления ориентированного сжатия (кливажного течения) пород создавались локальные условия для деформаций хрупкого

разрушения («протогидроразрыв») и формирования рассеянной (прожилково-вкрапленной) урановой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sibson R.H. Fluid involvement in normal faulting // J. Geodyn. 2000. N 29. P. 469-499.
2. Fournier R.O. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment // Econom. Geol. 1999. V. 94. N 8. P. 1193-1211.
3. Петров В.А., Полуэктов В.В., Щукин С.И., Леспинас М., Хаммер Й., Насимов Р.М. Этапы флюидопроницаемости разломных зон Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье / Мат-лы IX междунар. конф. М.: ГЕОХИ-ИФЗ-ИГЕМ РАН. 2008. С. 246-250.

РАВНОВЕСНЫЕ ФАКТОРЫ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ ЖЕЛЕЗА СУЛЬФИДОВ: ПРИМЕНЕНИЕ К МЕХАНИЗМАМ ОБРАЗОВАНИЯ ПИРИТА.

Поляков В.Б., Султанов Д.М.
Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московской обл. e-mail: polyakov@iem.ac.ru

IRON ISOTOPE FRACTIONATION FACTORS OF SULFIDES: APPLICATION TO PYRITE FORMATION MECHANISMS.

Polyakov V.B., Soultanov D.M.
Institute of experimental mineralogy, Chernogolovka, Russia
polyakov@iem.ac.ru

Equilibrium iron isotope fractionation factors (β-factors) for mackinawite and chalcopyrite were determined from Moessbauer spectroscopy and inelastic nuclear resonant x-ray scattering data. Iron isotope fractionations between pyrite and chalcopyrite in hydrochemical and magmatic processes were considered in the light of these new data. In hydrothermal processes, pyrite succeeds its isotopic composition to mackinowite which is an intermediate in pyrite precipitating and is enriched in light iron isotopes. In magmatic processes, equilibrium iron isotope fractionation between is observed and pyrite is enriched in heavy iron isotopes relative to chalcopyrite.

Условия и механизмы образования сульфидов привлекают внимание геохимиков на протяжении многих лет, поскольку играют ключевую роль для понимания процессов, ведущих к образованию

рудных месторождений. В этой связи особую значимость приобретают исследования изотопных эффектов, которые несут информацию о путях и механизмах формирования сульфидов. Долгое время изотопные исследования сульфидов сводились к исследованию изотопных эффектов серы. В последнее время благодаря появлению многоколлекторных масс-спектрометров с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) стало возможным исследование так называемых нетрадиционных изотопов, Fe, Zn, Cu, Mo, Pt и др. [1]. В настоящей работе мы представим новые данные по равновесным изотопным факторам железа халькопирита $CuFeS_2$ и макиновита (FeS) и на основе полученных данных покажем существенно различные механизмы образования пирита в гидротермальных и магматических условиях.

Для железа возможно определение равновесных изотопных факторов (β-факторов) с помощью методов γ-резонансной спектроскопии по температурному сдвигу в мессбауэровских спектрах (ТСМС) [2,3] и/или неупругому γ-резонансному рассеянию (НГРР) с использованием синхротронного излучения [4,5]. Знание β-факторов даёт возможность корректной интерпретации изотопных эффектов, поскольку равновесный коэффициент разделения изотопов (α) непосредственно выражается через β-факторы: $\ln\alpha_{A\text{-}B} = \ln\beta_A - \ln\beta_B$.

Мы определили β-факторы железа для халькопирита по данным НГГР [6], а для тетрагональной модификации макинавита по данным ТСМС [7]. Температурные зависимости β-факторов для этих минералов представлены на рис. 1. Как видно из рис. 1, β-фактор макинавита меньше β-фактора пирита, т.е., в равновесии пирит должен быть обогащён изотопом тяжёлым изотопом относительно халькопирита. Данные по макинавиту, несмотря на большую погрешность в определении β-факторов, показывают, что величина его β-фактора близка к β-факторам троилита и Fe_3S и является типичной для моносульфидов железа.

Мы проанализировали данные [8] по изотопным составам железа пирита и халькопирита, которые образовались в гидротермальных условиях (чёрный курильщик Bio 9, Восточно-Тихоокеанское поднятие, 9-10° N), в свете полученных результатов (Рис. 2). Как видно из рис. 2, наблюдаемое фракционирование изотопов железа между халькопиритом и пиритом имеет знак противоположный равновесному фракционированию ("инверсное" фракционирование), что свидетельствует об отсутствии изотопного равновесия в этой системе. Наблюдаемое фракционирование соответствует

равновесному фракционированию между халькопиритом и макинавитом при температуре чёрного курильщика 350 °C (Рис.2).

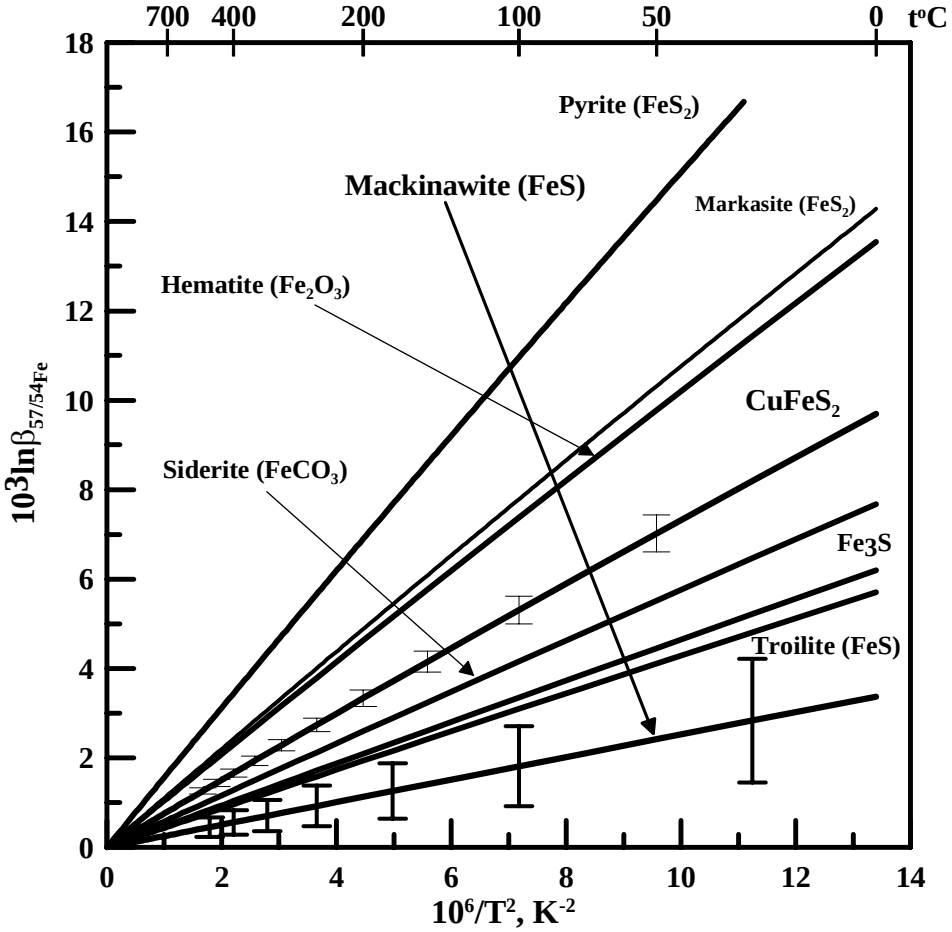


Рис.1. Зависимость β-факторов сульфидов от температуры.

Мы объяснили наблюдаемое фракционирование изотопов железа следующим образом: 1) при осаждении халькопирит находится в равновесии с растворённым в морской воде железом; 2) осаждение пирита проходит через промежуточную фазу - макинавит (что было доказано ранее [9]), которая находится в равновесии с растворённым желёзом, дальней превращение макинавита (FeS) в пирит (FeS_2) проходит без изотопного эффекта. Таким образом, изотопный состав пирита в гидротермальных условиях несёт "метку" равновесия макинавит - растворённый Fe^{2+}.

Другой характер фракционирования изотопов между пиритом и халькопиритом наблюдался для Грасбергского вулканического комплекса и связанного с ним Cu-Au порфирового месторождения [10]. В этом случае пирит обогащён тяжёлым изотопом железа относительно халькопирита, что согласуется с изотопной фракционной кривой (Рис. 3). Температуры для различных интрузивных тел Грасбергского комплекса, приведенные на рис. 3,

соответствуют температурам, при которых заканчивается изотопный обмен при остывании системы, и согласуются с температурами, оценёнными по минеральным геотермометрам и изотопам серы. В случае Грасбергского скарна вторичные процессы, связанные с переотложением сульфидов, нарушают равновесный изотопный сдвиг между пиритом и халькопиритом. В двух образцах из Грасбергского скарна было даже обнаружено "инверсное" фракционирование, характерное для гидротермальных условий.

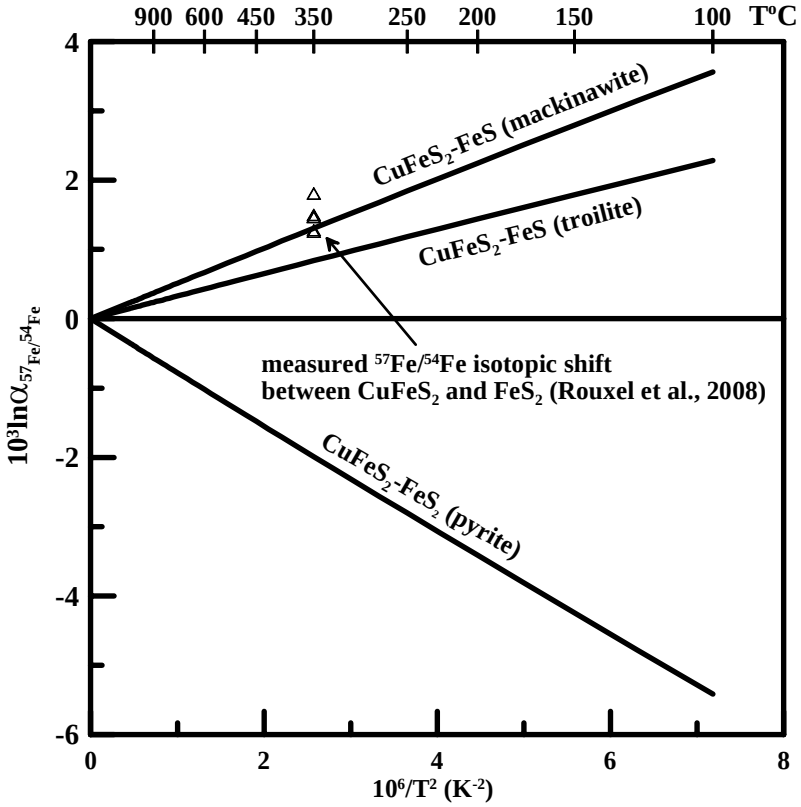


Рис. 2. Сравнение наблюдаемого фракционирования изотопов железа между пиритом и макинавитом [17] и равновесных фракционных кривых.

Приведенный анализ фракционирования изотопов железа между пиритом и халькопиритом показывает различие механизмов образования пирита в гидротермальном и магматическом процессе.

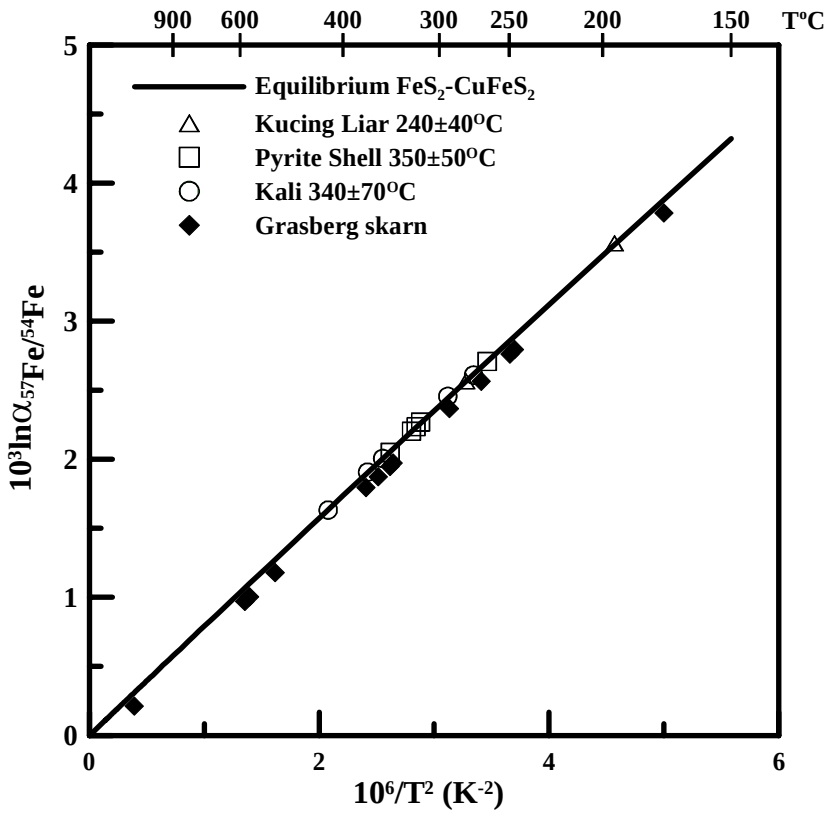


Рис. 3. Сравнение наблюдаемого фракционирования изотопов железа между пиритом и халькопиритом для интрузивных тел Грасбергского вулканического комплекса.

*Работа поддержана программой №2 Отделения наук о Земле РАН и грантом РФФИ 05-07-*01067-*а.*

ЛИТЕРАТУРА

1. Johnson C.M. et al. Rev. Mineral. Geochem. **55**, 1-24 (2004).
2. Polyakov V.B. Geochim. Cosmochim. Acta **61**. 4213–4217 (1997)
3. Polyakov V.B., Mineev S.D. Geochim. Cosmochim. Acta **64,** 849-865 (2000).
4. Polyakov V.B. et. al. Geochim. Cosmochim. Acta **71,** 3833-3846 (2007).
5. Polyakov V.B. Science **323**, 912-914 (2009).
6. Kobayashi et al. Physical Review B **76**, 134108 (2007).
7. Bertaut E.F. et al. Solid State Comm. **3,** 335 - 338 (1965).
8. Rouxel O et al. Chem. Geol. **252,** 214-227 (2008)
9. Butler I. B., et al. Earth Planet. Sci. Lett. **236,** 430-442. (2005).
10. Graham S. et al. Chem. Geol. **204,** 147-169 (2004).

МАГНИТНЫЕ И МИКРОЗОНДОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ МЕЗМАЙСКОЙ ПЕЩЕРЫ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Поспелова Г.А.[a], Голованова Л.В.[b] , Дороничев В.Б.[b], Цельмович В.А.[c]

[a]Институт Физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, pospelova@ifz.ru, [b]АНО «Лаборатория доистории», г. Санкт-Петербург, [c]Геофизическая Обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок Ярославской обл, tselm@mail.ru

MAGNETIC AND MICROPROBE STUDIES OF PALEOLITHIC SITE DEPOSITS IN THE MEZMAISKAYA CAVE (NORTHERN CAUCASUS)

Pospelova G.A.[a] , Golovanova L.V.[b], Doronichev V.B.[b], Tselmovich V.A.[c]

[a]Schmidt Institute of Physics of the Earth (IPE), Russian Academy of Sciences (RAS), Moscow, 123995 Russia, [b]Laboratory of Prehistory, Autonomous Noncommercial Organization, St. Petersburg, 190031Russia, [c]Borok Geophysical Observatory (BGO), IPE, RAS, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia

The paper presents the results of magnetic and microprobes studies of the deposits in the unique paleolithic site in Mezmaiskaya cave. The number of characteristics of deposition analysis is presented. The study concerns all 17 layers corresponding to the range of ages 73– 12 ka. It is determined that the rocks of the layer have 1C the maximal of magnetic susceptibilities (K) up $2500x10^{-6}$ SI, which is related to the intensive activity of the ancient humans. The minimal detected values for K=50-$57x10^{-6}$SI correspond to the rocks of layer 2. The size of magnetic grains of rocks in the section is inhomogeneous. The largest sizes of grains correspond to the middle part of the section. The superparamagnetic fraction found in the rocks of all layers. This fact signifies that the cave was opened during the whole studied period (starting from layer 4). The main carrier of the rock magnetization in the section is magnetite. 20% of probes contain also the small portion of hematite, and also the sulfides are detected in 37% of probes. The rocks containing the sulfides are not applicable for paleomagnetic study. The detailed microprobe analysis gives the chemical composition for the layers section: 1D, 2B-1, 2B-3. A large number of chemical elements (18) such as Co, Cr, Ni, V, Zn, Zr is detected in the layers 2B-1 and 1D. Contents of iron, titanium, chrome, manganese, and others impurities varies from grain to grain. The microprobe analysis of studied layers indicates a set of magnetic particles of composition typical of volcanic rocks. Ash origination of these rocks is assumed.

При изучении характерных изменений главного геомагнитного поля в прошлом и реконструкции палеоклимата времени формирования пород внимание палеомагнитологов привлекают отложения пещер [1,2 и др.], так как в породах пещер, как правило, лучше сохраняется первичная остаточная намагниченность пород из-за отсутствия процессов выветривания и меньшего влияния промачивания пород. Однако пещеры бывают разные, поэтому необходимо сначала выяснить, пригодны ли породы для палеомагнетизма. В связи с этим первоначально выполнены экспериментальные магнитные и микрозондовые исследования пород.

Мезмайская пещерная палеолитическая стоянка является уникальной. В отложениях пещеры обнаружены не только разновозрастные орудия древнего человека, но и захоронения двух новорожденных детей. Скелет одного ребенка - неандертальца полностью сохранился [3].

Мезмайская пещера расположена на абсолютной высоте около 1310 м в восточной части, сложенного юрскими известняками Лагонакского плато, западный край которого служит границей новейших Центрального и Западного Кавказа. Пещера находится в 40 км к юго-западу от ст. Даховская на р. Белая. Пещера ориентирована на юго-запад, однако солнцем прогревается и освещается только привходовая площадка пещеры. Большая же часть пещеры не имеет прямого солнечного освещения, в том числе и площадь раскопа. Вход в пещеру возможен только с восточной стороны, под обрывом, по склону, густо поросшему лесом.

Пещера была открыта Л.В. Головановой в 1987 г. и раскапывалась ею и В.Б. Дороничевым в 1988-1995, 1997 и 2001-2008 годах. Предлагаемая статья посвящена исследованиям коллекции 2002г., возраст которой от ~>73 тыс. л. н. до ~12 тыс. л. н. [4].

Из 17 слоев для магнитных исследований взято 42 пробы. Из пород каждого уровня отбора изготовлено по 3 образца-кубика, по которым были определены скалярные магнитные характеристики пород. Магнитная восприимчивость K образцов измерена на приборе KLY-2 по трем осям, что позволило определить величину магнитной восприимчивости образцов и грубо оценить анизотропию магнитной восприимчивости. Значения K изученных образцов близки к изотропным. Для определения удельной магнитной восприимчивости пород Kуд, образцы взвешивались. Состав магнитных минералов-носителей намагниченности пород изучен по температурной зависимости намагниченности насыщения Ms(T), полученной в постоянном магнитном поле 350 mT на установке

Кюри баланс (магнитные весы), созданной Ю.Л. Виноградовым. Кривые Ms(T) до температуры 700^{0}C первого и второго нагрева получены для пород из слоев с 1-1 по 4 включительно (30 проб). Кривые Ms(T) сняты в Геофизической Обсерватории ИФЗ РАН (Борок). По кривым Ms(T) и по вторым дифференциальным кривым Ms(T) определены точки Кюри магнитных зерен пород. Основным носителем намагниченности пород по термомагнитным данным является магнетит, в некоторых образцах присутствует и незначительное количество гематита. Много проб с наличием также сульфидов. Относительная величина магнитных зерен пород оценена по нормировке безгистерезисной остаточной намагниченности ARM, созданной в переменном магнитном поле 90 mT в присутствии постоянного магнитного поля 0.05 mT, к изотермической остаточной намагниченности IRM в постоянном магнитном поле 1,5 T. Значения ARM и IRM измерены на JR-4. Для оценки процентного содержания суперпарамагнитной фракции в породах образцы измерены на приборе Bartington MS-2 при двух частотах: 0.47kHz и 4.7 kHz. По величине $K_{FD} = 100 \times (K_{LF} - K_{HF})/ K_{LF}$ % определено процентное содержание суперпарамагнитной фракции в породе. Фракцией K_{FD} обладают породы всех слоев, что свидетельствует о существенной роли воздушного режима. Пещера была открыта, начиная с формирования слоя 4. Наименьшие значения K имеют образцы из слоев 1-1 и 2. Максимальные значения K у образцов из слоя 1C и низов слоя 1B (644-2511 $\times 10^{-6}$ SI). Можно предположить, что в слое 1C проба взята из углистой прослойки или обжига осадка, т. е. максимальные значения K обусловлены деятельностью древнего человека. Установлено, что в средней части разреза, где K пород высокие, отношения ARM/IRM низкие, т.е. породы обладают более крупными магнитными зернами, чем в верхней и нижней частях разреза.

Для изучения состава и структуры магнитных минералов пород трёх слоев: 1D, 2B-1, 2B-3 исследования выполнены на электронно-зондовом анализаторе «Tescan Vega II», а также микроскопические исследования в оптическом микроскопе «Olympus BX51». 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 [5,6] 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.

Микрозондовые исследования позволили обнаружить магнитные частицы различного состава: сплавы железа и хрома (Рис.1), хромиты, титанистые хромиты, марганцево-цинковые хромиты, ильменит, титаномагнетит (Рис.2) (гомогенный и гетерофазно-окисленный), магнетит (монокристаллический, обломочный, пластинчатый, со структурами травления), гематит, магнетитовые космические шарики, самородное железо (возможно, также космического происхождения [7-9]). Часть зерен имела явные признаки гетерофазного окисления. С учетом того, что термомагнитный анализ в качестве основного магнитного минерала позволяет точно идентифицировать магнетит и гематит, ясно, что эти минералы дают основной вклад в намагниченность. Кроме того, гетерофазно-окисленные распавшиеся титаномагнетиты также будут идентифицироваться при магнитных исследованиях как магнетит.

Рис.1. Сплав железа и хрома.

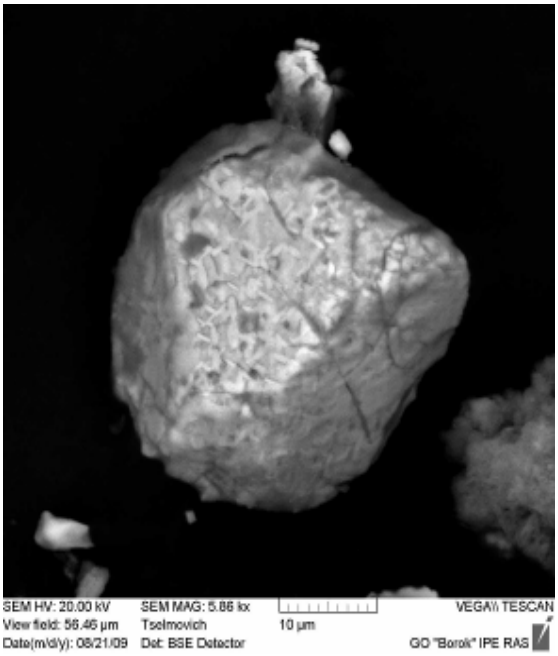


Рис.2. Титаномагнетит.

Состав:

O	Cr	Mn	Fe	Итог
5.28	11.65	8.53	83.07	100.0

Состав:

O	Mg	Al	Ti	Fe	Итог
28.46	1.00	2.57	7.09	60.07	100.00

Подводя итог, в результате проведенных магнитных исследований всех отложений Мезмайской пещеры установлено, что породы неоднородны по составу магнитных минералов и по величине магнитных зерен. Породы, содержащие сульфиды не

пригодны для палеомагнитного изучения. Подтверждено, что пещера была открыта со времени формирования самого раннего слоя 4. На завершающем этапе верхнего палеолита в слое 1С определены максимальные значения магнитной восприимчивости. Это свидетельствует, что в слое 1С происходила активная деятельность древнего человека. В результате микрозондовых исследований в трёх слоях разреза: 1D, 2В-1, 2В-3 показано, что химический состав пород не одинаков. Содержание таких химических элементов, как железо, титан, хром, марганец и другие отличается от зерна к зерну. Набор магнитных частиц имеют состав характерный для вулканических пород. Мы не исключаем их пепловое происхождение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Поспелова Г.А., Голованова Л.В., Шаронова З.В., Семенов В.В. Палеомагнитные исследования отложений палеолитической стоянки в пещере Матузка (Северный Кавказ) // Физика Земли, 2006,№7, С.52-65.
2. Pospelova G A., Krol E., Levkovskaya G.M. et al. Magnetic, paleomagnetic and palynologic studies of Paleolithic depositions of the Akhshtyrskaya cave (Russia) // Acta Geophysica. 2007. Vol.55, No.4, pp .619-639.
3. Skinner A.R., Blackwell B.A.B., Martin S., Ortega A., Blickstein J.I.B., Golovanova L.V., Doronichev V.B.. ESR dating at Mezmaiskaya Cave, Russia // Applied Radiation and Isotopes. 62, 2005, p.p. 219-224.
4. Lubov V. Golovanova, Noumi E. Cleghorn, Vladimir B. Doronichev, John F. Hoffecker et al. The Paleolithic in the Northern Caucasus (new data from Mezmaiskaya cave, 1987 excavation) // Eurasian Prehistory, 2006, 4(1-2): 43-78.
5. 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.
6. Поспелова Г.А., Аникович М.В., Цельмович В.А., Водовозов В.Ю., Дудин А.Е. Петрофизические исследования осадочных пород верхнепалеолитической стоянки Костёнки-1 // Вестник Отделения наук о Земле РАН, 2008.
7. Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В. Метеоритные микросферы и частицы из глубоководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. Минералогия, петрография, литология. 2007, №3. С.17-22.

8. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли.2008.№7.С. 42-57
9. Грачев А.Ф., Печерский Д.М., Борисовский С.Е., Цельмович В.А. Магнитные минералы в осадках на границе мела и палеогена (разрез Гамс, Восточные Альпы) // Физика Земли.2008.№10.С. 1-16.

ТЕПЛОВАЯ ИСТОРИЯ СПУТНИКА САТУРНА ЭНЦЕЛАДА

Рускол Е.Л.[a] , Дорофеева В.А.[b]
[a]Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российской Академии наук (ИФЗ РАН
ruskol@ifz.ru,
[b]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского, Российской Академии наук (ГЕОХИ РАН)
dorofeeva@geokhi.ru,)

THE THERMAL HISTORY OF SATURN's SATELLITE-ENCELADUS.

Ruskol E.L.[a] , Dorofeeva V.A.[b]
[a]Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences (RAS), Moscow, ab3995 Russia
ruskol@ifz.ru,
[b]Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Kosygina St., a9, Moscow, aa999a Russia
dorofeeva@geokhi.ru)

CASSINI mission has demonstrated that in the aqueous plumes of Enceladus containing CO_2 and CH_4 there is the only nitrogen containing form – N_2. This may signify that in course of thermal evolution the temperature inside the satellite has reached 600-700 K and originally accreted NH_3 was converted into N_2. The traditional sources of internal heating – the gravitational energy including the energy of differentiation, as well as a radiogenic heating by the short-lived elements - ^{26}Al and ^{60}Fe – could not be effective for two reasons. First – the smallness of Enceladus (R = 250 km), second – its accumulation near almost grown up giant Saturn, i.e. at least 6 – 8 Myr after CAIs formation, when ^{26}Al was already fully decayed. We consider another sources of energy of initially frozen satellite: its slow heating by long-lived radioactivity, partial melting of water-ammonia ice, the segregation of iron-silicate core and tidal heating of the mantle by powerful action of close Saturn. This is possible grace to the non-zero eccentriciy of Enceladus; orbit. These

sources could in principle provide the observed chemical composition of its water plumes.

В результате миссии Cassini было установлено, что в водных плюмах Энцелада наряду с CO_2 и CH_4, присутствует лишь одно N-содержащее соединение - N_2. Это может свидетельствовать о том, что в ходе эволюции вещество спутника было прогрето до T ~ 600-700 K, когда NH_3 (аккрецируемая форма азота) конвертируется в N_2. Традиционные источники нагрева - энергия гравитационной дифференциации и радиационный нагрев за счет короткоживущих ^{26}Al и ^{60}Fe – не могли быть эффективными, поскольку размер Энцелада слишком мал ($R_Э$ ≈250 км), а формирование спутника происходило не ранее, чем через 6 – 8 млн. лет после образования CAIs, т.е. когда ^{26}Al уже полностью распался. В работе предложены иные механизмы нагрева – тепло долгоживущих радиоактивных элементов и приливное тепло, которые в принципе могли обеспечить не только дифференциацию протовещества Энцелада на железо-каменное ядро и ледяную мантию, но и наблюдаемый химический состав его водных плюмов.

Работа частично поддержана грантом РФФИ 08-05-01070.

ОСОБЕННОСТИ НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ: ТВЕРДЫХ – В ПОРОШКЕ И ЖИДКИХ – В ПОЛИМЕРНЫХ МИКРОКАПСУЛАХ НА ОСНОВЕ ГИДРОГЕЛЕЙ

Саввин С.Б., Колесов Г.М., Михайлова А.В. , Ермолаева В.Н.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва e-mail: savvin@geokhi.ru

Distinctive Features of the Neutron Activation Analysis of Geological Materials: Solid – in Powder and Liquid – in Polymeric Microcapsules, Based on Hydrogels

Savvin S.B., Kolesov G.M., Mikhailova A.V., Ermolaeva V.N.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia (GEOKHI RAS), e-mail: savvin@geokhi.ru

The neutron activation analysis (NAA) was used to analyze quartziferous samples. The authors demonstrated the NAA advantages: absence of the decomposition stage and additional reactants, and its high sensitivity, mass scale, multielement factor, selectivity, correctness and precision. For the liquid sample with complex structure (organic or salt matrix,

tested elements in fast complexes) the authors suggest to dispose of the water fraction by sorption on hydrogels.

Анализ геологических образцов всё ещё остаётся довольно сложной задачей по сравнению с анализом ряда других объектов. Это связано с их агрегатным состоянием (твердое, жидкое, газообразное вещество), неравномерным распределением компонентов в твердых образцах, разнообразием их состава (органическое, неорганическое), сложным солевым раствором после растворения или вытяжки из твердого образца, трудности переведения (при необходимости) в растворенное состояние, наличием кварцсодержащих пород или сульфидных групп и т. п. Особенно затратной стадией анализа (по времени, расходу реагентов, затраченной энергии, трудоемкости операций) является пробоподготовка таких образцов. Поэтому поиск экономичных методов анализа, обеспечивающих необходимую точность, воспроизводимость, селективность на уровне традиционных требований к анализу таких проб применительно к используемым методам, например, ИСП-МС, остается актуальной задачей.

Для анализа твердых образцов традиционным остаётся – НАА [1], ввиду многоэлементности, селективности метода; в нём меньше помехи от матрицы, он также является надежным, чувствительным, быстрым и информативным. Мы использовали этот метод. Для этого силикатные образцы горных пород, минералов и других объектов измельчали (зернением до ~70 мкм) и отбирали необходимые навески проб (в среднем массой 20 мг). Преимущества НАА в этом случае были в том, что не требовалось проводить разложение образца, использовалось меньшее количество пробы, экономились реактивы и был минимален риск загрязнения пробы. Этим ИНАА методом нами проведен анализ трех образцов: ванадиевый кварцит (с содержанием оксида кремния 66.6%), Sb/Hg-флотоконцентрат и отработанный ванадиевый катализатор (ОВК). Часть результатов, характеризующих особенности состава проб, представлена в табл. 1.

Таблица 1. Результаты ИНАА твердых образцов (10^{-4}%).

Образец	La	Ce	Nd	Rb	Cs	Ba	Cr	Zn	As	U	Zr
ОВК	5.4	10.1	3.97	н.о.*	1.19	43.0	74.7	30.0	10.9	1.42	46.0
Ванадиевый кварцит	73.4	153.0	70.1	25.3	1.57	15130	537.7	90.0	93.5	127.9	140.0
Sb/Hg-флотоконцент-рат	12.9	17.0	4.02	н.о.	125.4	4540	659.3	2930	252230	45.6	9930

*н.о. – не обнаружено; средняя погрешность определений не превышает 15% (отн.).

Для анализа растворов (вытяжек) сложного солевого состава так же был применён метод НАА, но уже с предварительным переводом содержимого водной фазы на твердую матрицу. Для этого использовали в качестве суперабсорбента сильнонабухающие полимерные гидрогели [2]. Известно, что они равномерно набухают в растворах различной природы и могут захватывать большой объем жидкости, например на 1 г до 500 мл; поэтому их и называют суперабсорбентами. Нами было замечено то, что при последующем высушивании гидрогелей удаляется только чистая водная фракция, а все компоненты раствора (органические и неорганические) остаются в фазе полимера. Высушенный гидрогель представлял твердый порошкообразный полимер приблизительно такой же массы, как и исходный. Такое концентрирование принято называть абсолютным.

В предложенном комбинированном методе концентрирования не требуется дополнительных реактивов, отделения определяемых элементов от макрокомпонентов и матрицы раствора и обеспечивается длительная сохранность и представительность проб. Использовали капсулы гидрогеля (фракции 0.2÷0.8 мм) на основе полиакриламида. Исходный образец массой 100 мг мелко дробили, затем заливали 20 мл реагента, содержащего 1N хлороводородную кислоту, карбонат натрия или оксалат аммония, или 2% раствор ЭДТА. Смесь перемешивали и оставляли на 30 дней при нормальных условиях в закрытых склянках. Полученную вытяжку отфильтровывали, отбирали аликвотную часть и помещали в неё 0.2 г гидрогеля. После набухания (1÷3 мин) гидрогель высушивали. Отбирали навеску высушенного гидрогеля массой 7÷15 мг, упаковывали в пакетик из *A*l-фольги и вместе со стандартными образцами помещали в пенал и облучали в ядерном реакторе ИРТ – МИФИ. Облученные образцы измеряли на полупроводниковом *Ge*-детекторе и 4096-канальном анализаторе импульсов, регистрируемые сигналы (фотопики гамма-линий радионуклидов) расшифровывали с использованием специально разработанных в ГЕОХИ РАН компьютерных программ [1]. Данные о содержании ряда РЗЭ, тория, урана, циркония, цинка, золота, рубидия приведены в табл. 2.

Таблица 2. Результаты НАА жидких образцов (мкг/мл).

№ п/п	Образец	pH-бумага	Реагент	La	Ce	Nd	Pr	Sm
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
1	Эвдиа-	5	ЭДТА*	0.02	0.04	0.012	0.004	0.003
2	литовый	11÷12	Na_2CO_3	0.01	0.03	0.010	0.003	0.003

3	луяврит	6	$C_2H_8N_2O_4$	0.01	0.02	0.013	0.003	0.004
4	Фойяит	5	ЭДТА	0.15	0.25	0.082	0.024	0.017
5		11÷12	Na_2CO_3	0.02	0.04	0.011	0.003	0.003
6		6	$C_2H_8N_2O_4$	0.17	0.22	0.053	0.005	0.004
7		0	HCl	0.56	0.86	0.266	0.085	0.053

*Этилендиаминтетрауксусной кислоты динатриевая соль ($C_{10}H_{14}O_8N_2Na_2 \cdot 2H_2O$).

Таблица 2 (продолжение).

№ п/п	Yb	Eu	Gd	Th	U	Zr	Zn	Au	Rb
	10	*11*	*12*	*13*	*14*	*15*	*16*	*17*	*19*
1	0.003	0.0003	0.004	0.01	0.05	0.25	0.12	н.о.	н.о.
2	0.001	0.0003	0.004	0.0004	0.09	н.о.	н.о.	0.001	0.009
3	0.002	0.0005	0.005	0.005	0.009	0.26	0.23	0.0002	0.091
4	0.005	0.004	0.018	0.18	0.06	н.о.	0.4	0.0004	0.084
5	0.001	0.00003	0.003	0.006	0.17	0.35	0.096	0.001	н.о.
6	0.007	0.0002	0.013	0.14	0.03	0.09	1.58	н.о.	0.093
7	0.012	0.011	0.058	0.3	0.03	0.61	0.73	н.о.	0.21

ЛИТЕРАТУРА

1. *Колесов Г.М.* Определение микроэлементов. Нейтронно-активационный анализ в геохимии и космохимии. // Журн. аналит. химии. 1994. Т. 49. № 1. С. 56.

2. *Саввин С.Б., Колесов Г.М., Михайлова А.В.* Водные системы: концентрирование и определение металлов с использованием полимерных гидрогелей и нейтронно-активационного анализа. // Вода: химия и экология. 2009. № 9. С. 37–40.

НЕМАГНИТНАЯ ЯЧЕЙКА ВЫСОГО ДАВЛЕНИЯ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СЛАБО МАГНИТНЫХ ГОРНЫХ ОБРАЗЦОВ ДО 2 ГПа В СВЕРХПРОВОДЯЩЕМ КВАНТОВОМ МАГНИТОМЕТРЕ

Садыков Р.А.[a,b], Безаева Н.С.[c,d], Аксенов С. Н.[a], Трухин В. И.[4], Rochette P. [3], Gattacceca J.[3]

[a]Институт Ядерных Исследований РАН, 117312, г. Москва, пр-т 60-летия Октября 7а, Россия, e-mail: rsadykov@inr.ru

[b]Институт Физики Высоких Давлений, РАН, 142190, Московская обл., г. Троицк , Россия

[c]CEREGE, CNRS/Aix-Marseille Université, BP 80, 13545, Aix en Provence, Cedex 4, France

[d]Московский Государственный Университет Им. М. В. Ломоносова, Физический Факультет, 11992 г. Москва, Ленинские горы, Россия

NONMAGNETIC HIGH PRESSURE CELL FOR MEASUREMENTS WEAKLY MAGNETIC ROCK SAMPLES UP TO 2 GPA IN A SUPERCONDUCTING QUANTUM INTERFERENCE DEVICE MAGNETOMETER

Sadykov R. A.[a,b], Bezaeva N. S.[c,d], Rochette P.[c], Gattacceca J.[c], Axenov S. N.[a], Trukhin V. I.[d]

[a]Institute for Nuclear Research, RAS, 117312, Moscow, Prospect 60-letiya Oktiabria 7a, Russia, e-mail: rsadykov@inr.ru

[b]Institute for High Pressure Physics, RAS, 142190 Troitsk, Moscow Region, Russia

[c]CEREGE, CNRS/Aix-Marseille Université, BP 80, 13545, Aix en Provence, Cedex 4, France

[d]Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gori, 11992 Moscow, Russia

We describe here a compact nonmagnetic composite high pressure cell of piston-cylinder type with inner diameter of 8mm, outer diameter 29mm. This cell was developed for room temperature measurements of magnetic remanence of relatively large rock samples (up to 7,5mm in diameter and 11mm long) under hydrostatic pressure (up to 2GPa the operating pressure limit) in the 2G Enterprises superconducting quantum interference device magnetometer. The cell performance is illustrated by results of pressure demagnetization experiments on rocks and minerals.

Представлена компактная ячейка высокого давления типа поршень-цилиндр, с внутренним диаметром канала для образца 8мм и внешним диаметром 29мм. Эта ячейка была разработана и изготовлена для измерения при комнатной температуре остаточной намагниченности относительно больших образцов горных пород (до 7.5 мм в диаметре и длиной 11мм), под гидростатическим давление до 2ГПа (предел рабочего давления) в сверхпроводящем квантовом магнитометре 2G Enterprises. Его конструкция была ориентирована на минимизацию остаточного магнитного момента m_r камеры, что позволило проводить прямые измерения остаточного магнитного момента *Mr п*од давлением для слабо магнитных горных образцов (M_r є[5x10^{-7},10^{-4}] A m^2). Внутренняя часть композитной ячейки и внешняя поддержка сделана из немагнитного «Русского сплава» ($Ni_{57}Cr_{40}Al_3$- 40ХНЮ). Эта конструкция практически не имеет остаточный магнитный момент целой ячейки, что является главной особенностью устройства. Мы оптимизировали выбор материалов для ячеек давления на основе их магнитных и механических свойств, выбор среды передающей давление (жидкость ПЭС-1)

обеспечивающее хорошие гидростатические условия для образца, а также форму ячейки.

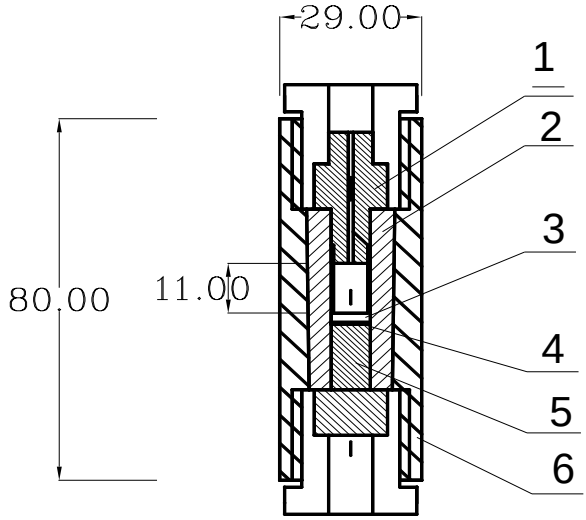


Рис. 1 Немагнитная ячейка высокого давления HPC20-1

1. Обтюратор(40ХНЮ), 2. Вставка(40ХНЮ), 3. Тефлоновая кювета(разной длины в зависимости от размера образца), 4. Экструзионное кольцо(БрБ2-CuBe), 5. Поршни разной длины в зависимости от размера образца (40ХНЮ), 6. Корпус камеры (поддержка вставки поз.2) и гайки(40ХНЮ).

Эффективность ячейки иллюстрируется результатами экспериментов размагничивания горных пород и минералов при давлении.

НЕЙТРОНО- И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ УСТАНОВКИ НА БАЗЕ ИЯИ РАН ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Садыков Р. А. [a,c] Клементьев, Е.С. [a,b], Аксенов С.Н. [a], Лебедь Ю.Б. [a] Ляпин, А.Г.[c], Коптелов Э.А.[a]

[a]Институт ядерных исследований РАН, Москва, Россия, rsadykov@inr.ru

[b]РНЦ «Курчатовский Институт», Москва, Россия

[c]ИФВД РАН, Троицк, Россия

NEUTRON SCATTERING AND X-RAY FACILITIES AT INR RAS FOR MATERIALS RESEARCH AT HIGH PRESSURES

Sadykov R.A. [a,c], Clementyev E.S. [a,b], Aksenov S.N. [a], Lebed Yu.B.[a], Lyapin A.G. [c], Koptelov E.A.[a]

[a]Institute for Nuclear Research RAS, Moscow, Russia

[b]RRC “Kurchatov Institute”, Moscow, Russia

[c]Institute for High Pressure Physics, Troitsk, Russia

We report on the neutron scattering and X-ray instrumentation at the Institute of Nuclear Research. These instruments are used for the studies of structure and dynamics of various samples including nano-materials. Measurements at high pressures and in situ experiments on hydrogen containing materials are specific features of the neutron scattering center at INR. In addition to the neutron facility a set of modern X-ray instruments is available for the structural researches at ambient and extreme conditions including high pressures and temperatures.

В докладе представлено состояние нейтроно- и рентгенографических установок на базе Института Ядерных Исследований РАН. Эти установки используются для изучения структуры и динамики различных образцов, в том числе и нано-материалов. Измерения при высоких давлениях и in situ для водородосодержащих материалов- особенность нейтронного центра в ИЯИ. В дополнение к нейтронным приборам есть современные рентгенографические установки для исследования структуры при нормальных и экстремальных условиях, в том числе при высоких давлениях и температурах.

Нейтронографические установки, создаваемые совместно с РНЦ-КИ и ИФВД РАН, на импульсном источнике ИН-06:

1. «Геркулес»- дифрактометр- для исследования веществ при высоком давлении до 100кбар, включая исследования наводораживания образцов in situ.
2. «Диас» -дифрактометр- для исследования структуры объемных поликристаллов.
3. Нейтронографическая установка -дифрактометр «ПРЕСС-1» на импульсном источнике нейтронов РАДЭКС- для исследования образцов до давлений 10 кбар и объемом до 5см^3. Приводятся нейтронограммы ряда тестовых веществ.

В настоящее время в ИЯИ РАН формируется направление нейтронных исследований конденсированных сред и наносистем. Приводятся первые нейтронограммы ряда поликристаллических веществ на импульсном источнике нейтронов РАДЭКС с использованием макета дифрактометра.

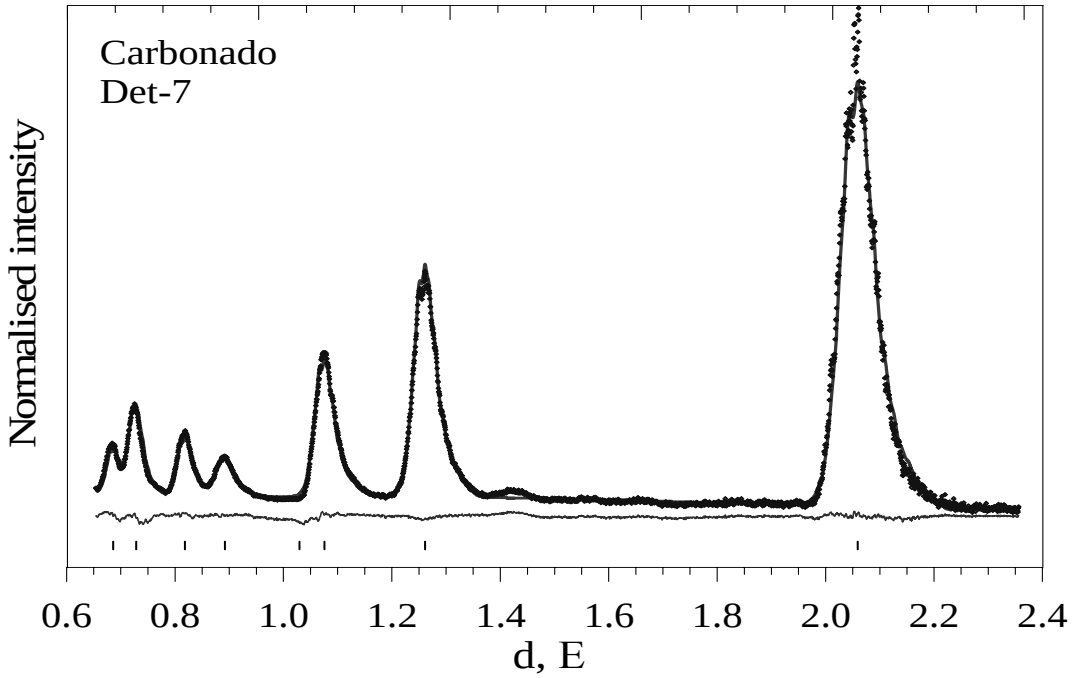


Рис. 1. Один из спектров, обработанный по Ритвельду.(Авторы благодарят А.М. Балагурова (ОИЯИ) за обработку спектров.)

В ИЯИ РАН имеется 3 современных рентгеновских дифрактометра:

1. Порошковый дифрактометр STADI MP оснащен изогнутым германиевым монохроматором, который вырезает только монохроматическое $CuK_{\alpha 1}$ излучение, (без $K_{\alpha 2}$) и линейным позиционно-чувствительным детектором. Дифрактометр предназначен для фазового и структурного анализа. На рис. 2 приведена ренгенограмма Al_2O_3, измеренная на дифрактометре STADI MP.

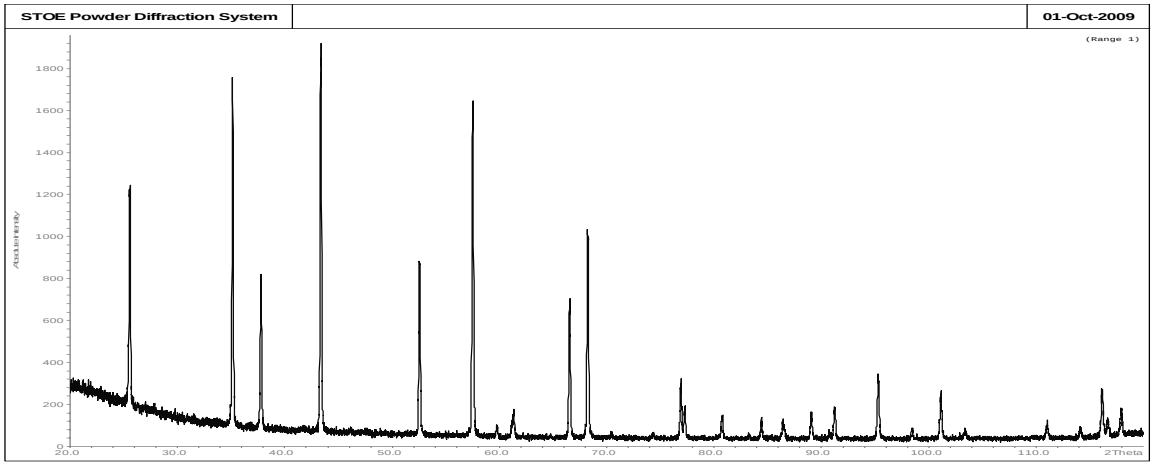


Рис. 2. Ренгенограмма Al_2O_3, полученная на дифрактометре STADI.

2. Дифрактометр IPDS II фирмы STOE с двухкоординатным детектором imaging plate ($2\theta=2^\circ$-70°, MoK_α излучение) наряду с

рентгеноструктурным анализом монокристаллов, позволяет проводить рентгенофазовый анализ объемных образцов в порошковом режиме, исследовать пленки и волокна, а также проводить исследования при высоком давлении. Приводятся данные первых тестовых измерений при давлениях до 18ГПа с использованием камеры высокого давления с алмазными наковальнями.

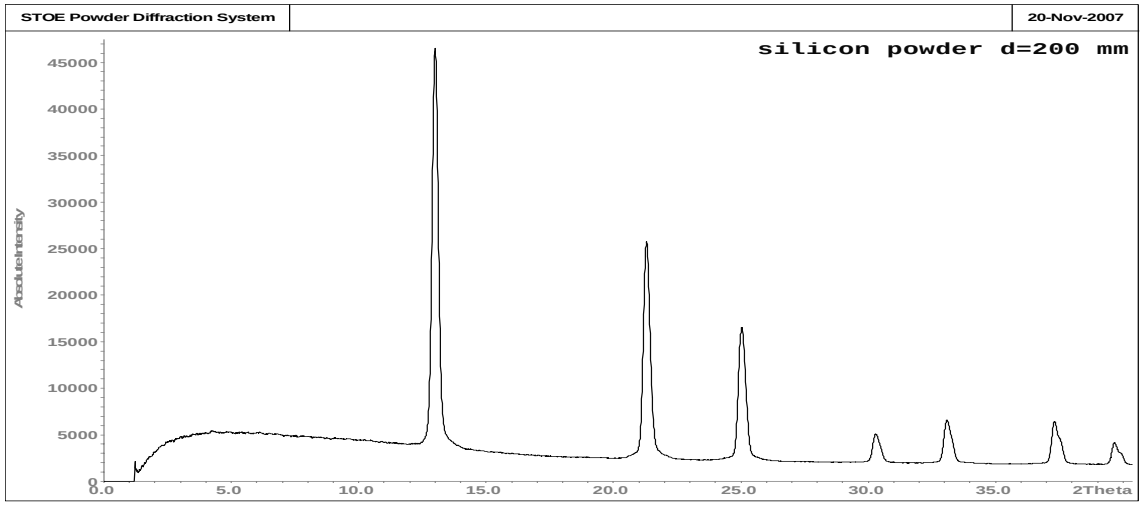


Рис. 3. Рентгенограмма Si, измеренная на дифрактометре IPDS.

3.«Классический» четырехкружный дифрактометр HUBER оборудован криорефрижератором ARS Cryosystem для измерений при температурах 10-350 К. На дифрактометре HUBER ведутся измерения зависимостей параметров решетки от температуры. Для увеличения точности измерения параметров решетки излучение MoK_{α} заменяется на излучение CuK_{α}.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ В СВЯЗИ С ДЕФОРМАЦИЯМИ (РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА)

Салтыковский А.Я.[a], Патонин А.В.[b], Виноградов Ю.К.[b], Цельмович .В.[b]
[a]Институт физики Земли РАН, Москва
[b]Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН
E-mail: saltyk@ifz.ru E-mail: patonin@borok.yar.ru

MAGNETIC PROPERTIES OF ICELANDIC BASALTS IN CONNECT WITH DEFORMATIONS (BASED ON EXPERIMENTS)

Saltykovsky A.Ja.[a], Patonin A.V.[b], Vinogradov Yu.K.[b], Tselmowitch V.A.[b]
[a]Schmidt Institute physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[b]Geophisical observatory Schmidt Institute physics of the Earth RAS, Borok, Yaroslavl region, Russia

A study of ferrimagnetic properties as a result of deformation processes when some magmatic rocks are situated into stress fields was very important at the first stage of the Project. At the second stage we investigated some basalt samples from Iceland, collected authors of the Project during field operations in Iceland in 1986-91. The task was to study of magnetic data of these samples (before deformations and after one) by using the press INOVA 1000 kN (in Geophysical Observatory "Borok"). There were carried out some experiments with the samples, but deformations not be to full fracture. Later we checked up magnetic properties of basalts on thermo-magnetometer. Maximum parameters of axial deformation and axial pressure calculated on the base of sample geometry. The investigations of magnetic characteristics basalts after equipments (on the press) showed that coercitive spectrum after some pressure on samples would be more strong then usually. It can be explain with existence of many defects of ferrimagnetic lattice in particularly concentration of dislocations during an application of high pressure.

В тектонически активных районах земной коры горные породы (содержащие в своем составе ферримагнитные минералы) и испытавшие деформации под нагрузкой, могут изменять свои магнитные свойства. Амплитуда таких вариаций будет определяться степенью изменения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород, слагающих намагниченное тело, в зависимости от напряжения. Работа предусматривала широкий спектр исследований постмиоценовых базальтов молодой геологической структуры Исландии, т.к. здесь в лавовых полях

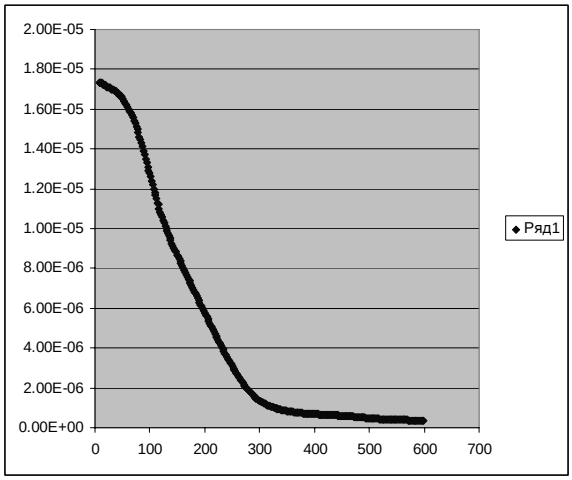
неовулканической зоны отчетливо видны сбросовые трещины и расколы, возникшие под действием субгоризонтальных растягивающих напряжений. Материал для исследований был собран в ходе работ Советско-Исландской геолого-геофизической экспедиции в течение 1986-1991 г.г. Предварительные опыты по напряженно-деформационным изменениям в базальтах Исландии показали четкую амплитуду изменения магнитных свойств базальтов (при сравнении петель гистерезиса). Задача состояла в том, чтобы изучить магнитные характеристики на образцах (до того, как они подверглись деформациям), а затем, используя пресс INOVA (Чехия) с усилием 100 тонн, провести испытания деформации образцов, но не доводя их до полного разрушения, получить данные по магнитным характеристикам базальтов. По результатам испытаний строились графики изменения осевой нагрузки и деформации, а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени. Максимальные параметры осевой деформации и осевого давления рассчитывались исходя из геометрического размера образца.

На гидравлическом прессе INOVA в Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН были проведены опыты по нагружению высокожелезистых базальтов Исландии, из различных зон. Изучение магнитных характеристик образцов базальтов до и после испытаний на прессе показало, что коэрцитивный спектр после сжатия образцов резко ужесточался, что, скорее всего, было обусловлено возникновением большого количества дефектов решетки ферримагнетиков, в частности, скоплениями дислокаций и трещин, возникающим во время приложения высоких давлений.

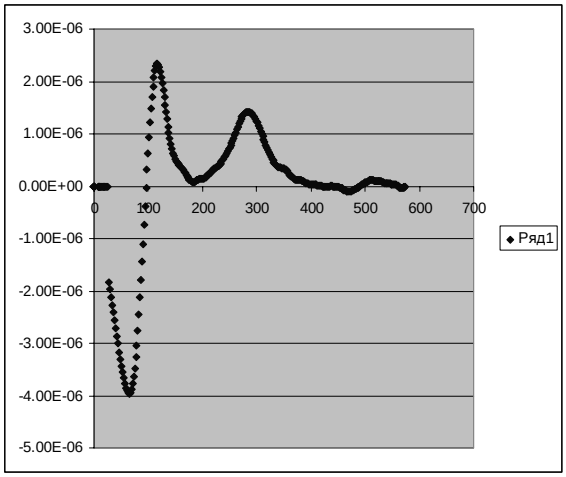
Анализ построенных графиков позволил высказать следующие соображения. Например, в образце 349. полного магнитного насыщения не наблюдается. Порода содержит титаномагнетит с Тс от 200 до 300 °С. При повторном нагреве большая часть его превращается в слаботитанистый магнетит с температурой в точке Кюри около 400 °С. При изучении составов ферримагнетиков на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega П LMU. были определены составы 3-х, 2-х и 1-го гетерофазного окисленного титаномагнетита.. Анализ диаграмм показывал, что большая часть базальтов не меняет своей коэрцитивной силы, но уменьшает остаточную намагниченность насыщения. В результате заметна значительная разница в форме кривых нормального намагничивания, полученных до и после сжатия. Иными словами, коэрцитивный спектр после сжатия резко ужесточается, что, по-видимому, обусловлено большим количеством дефектов решетки, в частности, скоплениями дислокаций, возникающих в ходе

приложения давлений. В образце 11-11. (Рис. 1) кривые, снятые по остаточной намагниченности показывают, что остаточная намагниченность сильно возрастает. Это может свидетельствовать о многодоменной структуре ферримагнетика, причем некоторое количество доменов в ходе приложения деформаций могут полностью исчезать. В результате заметна значительная разница в форме кривых нормального намагничивания, полученных до и после сжатия.

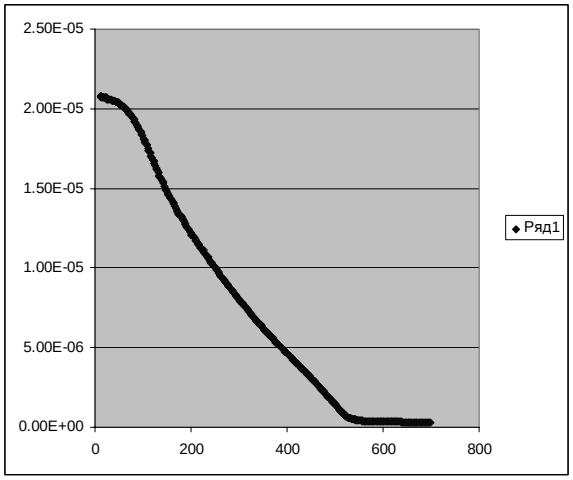
Термокривые показывают фазовую неоднородность зерен титаномагнетита в исходном образце. В виде мельчайших зерен сосуществуют титаномагнетиты с высоким содержанием TiO_2 (Tc ~ 120 °C) и с более низким (Tc ~ 300 °C). Повторный нагрев показал развитие окислительного процесса, уменьшение доли высокотитанистого титаномагнетита, появление фаз с более низким содержанием TiO_2 и увеличением доли еще менее титанистой шпинели. Более детальное рассмотрение этого вопроса будет одной из задач последующей работы. Образец после одноосного сжатия оказался в таком состоянии, что повторный нагрев привел к более интенсивному окислению. Возможно, на эффект стресса воздействовала исходная фазовая неоднородность титаномагнетитов в образце 11-11, микрозонд отчетливо показал срастания титаномагнетита и гемоильменита на уровне относительно крупных зерен. На фрагменте рис. 2 показаны точки определения состава в трех зонах одного кристалла.



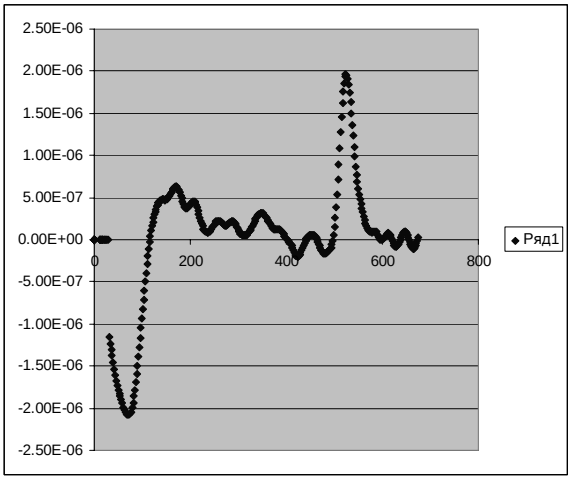
а



б



В



Г

Рис.1. Термомагнитные кривые образца 11-11 до нагрузки. Кривые а и в – первый и второй нагревы, соответственно; кривые б и г – вторые производные.

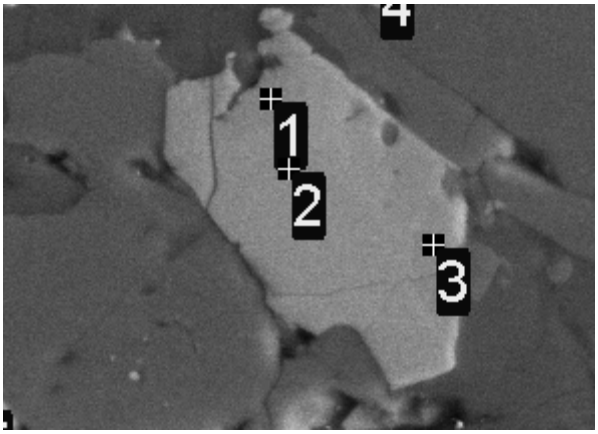


Рис.2. Фрагмент микрофотографии электронно-микроскопического изображения участка образца 11-11, где проводился микроанализ.

Точки 1 и 3 относятся к гемоильмениту, а точка 2 – к титаномагнетиту. В мелких зернах размером несколько мкм разрешение зонда не позволяет различить эти фазы. Таким образом, фазовая неоднородность зерен и особенности этой неоднородности (например, сосуществование однотипных по структуре доменов разного состава) может оказать существенное влияние на магнитные характеристики образцов, подвергшихся напряжениям. Таким образом: проведенные исследования показали, что напряженность магнитного поля, в котором оказываются магматические породы (исландские базальты), оказывает существенное влияние на изменение магнитных характеристик горной породы; подтверждаются выводы,

высказанные некоторыми исследователями о влиянии деформаций (дислокаций, деформации, трещиноватости) на особенности магнитных свойств ферримагнетиков в базальтах.

Авторы благодарны В.П.Щербакову за ценные советы и полезные обсуждения отдельных аспектов работы, В.Корневу за проведение вторичного нагрева образцов.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 07-0500 335

ДИЛАТАНСНЫЕ СТРУКТУРЫ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ УНЧ ДИАПАЗОНА НА ЭТАПАХ ПОДГОТОВКИ И РАЗВИТИЯ КРУПНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, e-mail: sobis@ifz.ru

DILATATION STRUCTURES AND ULF ELECTROMAGNETIC QUASI-OSCILLATORY VARIATIONS IN THE COURSE OF PREPARATION OF A STRONG SEISMIC EVENT

Sobisevich L.E., Sobisevich A.L.
Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, e-mail: sobis@ifz.ru

Late Prof. Yuri Semenovich Genshaft, world-renowned scientist and respected teacher, in his last talk entitled *«Planet Earth as the Open System: Geophysical and Geological consequences»* and presented in front of the Scientific Council of the Schmidt Institute of Physics of the Earth, has emphasized the majority of problems of modern geophysics that need to be corrected so to be better understood and deeper studied. Prof. Yuri Genshaft has paid specific attention to analysis of phenomena related to wave properties of geophysical processes, drawing our attention to the fact that «almost all processes are characterized by multi-oscillatory irregular periodicity, while all variations are of wave origin». Speaking about today's situation with Earth's sciences in respect to prognosis of strong seismic events, Prof. Genshaft has specifically emphasized the role played by resonant processes naturally evolving in the inhomogeneous Earth at every stage of preparation of seismic events and being responsible for generation of uncommon variations in geophysical fields.

In this contribution, following the fundamental statements developed by Prof. Yuri Semenovich Genshaft, we have presented our next attempt to clarify the role of dilatational domains as a resonant structures

responsible for the development of seismic processes and to confirm the basic model representations with original experimental data.

Выдающийся ученый и педагог Юрий Семенович Геншафт в своем последнем докладе «*Земля – открытая система. Геофизические и геологические следствия*», прочитанном на ученом совете ИФЗ РАН, ярко осветил все современные проблемы геофизики, которые подлежат корректировке и более углубленному изучению. Особое внимание Юрий Семенович уделил анализу явлений, связанных с волновой природой геофизических процессов, обратив наше внимание на то, что «все процессы характеризуются мультичастотной нерегулярной периодичностью, а возмущения имеют волновую природу». Характеризуя современное положение в науках о Земле и в деле прогнозирования крупных сейсмических событий, Юрий Семенович подчеркивал неоднократно роль резонансных процессов, имеющих место в неоднородной Земле на всех этапах развития сейсмических событий и являющихся источниками аномальных возмущений геофизических полей.

В настоящей статье, следуя основным положениям, которые развивал Юрий Семенович Геншафт, мы старались уточнить роль дилатансных образований, как резонансных структур, в развитии сейсмических процессов и подтвердить основные модельные представления данными натурных экспериментов.

ИЗУЧЕНИЕ НАНОСТРУКТУР В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, ПОДВЕРЖЕННЫХ РАЗНЫМ ЕСТЕСТВЕННЫМ И ИСКУССТВЕННЫМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

Соболев Г.А.,[a] Киреенкова С.М.[a], Геншафт Ю.С.[a], Морозов Ю.А.[a], Смульская А.И.[a]. Веттегрень В.И.[b], Кулик В.Б.[b].
[a] Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта РАН, г.Москва
[b]Физико – технический институт им. А.Ф. Иоффе, г. С. Петербург

THE STUDY OF NANOSTRUCTURES IN THE ROCKS SUFFERED BY DIFFERENT NATURAL OR ARTIFICIAL THERMODYNAMIC INFLUENCES.

Sobolev G.A.[a], Kireenkova S.M.[a], Yu. S. Genshaft[a], Morozov U.A.[a], Smylskaya A.I.[a], Vettegren V.I.[b], Kulik V.B.[b]
[1]Schmidt Institute of physics of the Earth, Moscow. Russia
[2]Ioffe Physical Technical Institute, St. – Petersburg. Russia

Nanocrystals of the order 10-20 nm were detected and identified in different rocks by the method of Raman spectroscopy. Some rocks were

undergoing by the additional thermodynamic exert influence. In all rocks, the spectral bands are displaced towards high or low frequencies as compared with their position in spectra of single crystals and widen on the same side. The internal stresses leading to such effects were calculated. The crystallographic cells were distorted in the rocks suffered by additional artificial thermodynamic influences.

Изучение наноструктур в горных породах и минералах является актуальной задачей, так как к настоящему времени известно, что все процессы, в том числе процессы разрушения горных пород и минералов зарождаются на наноуровне. Возможности и первые результаты таких исследований представлены в ряде публикаций [Богатиков,2003; Киреенкова, Соболев,2005; Соболев, Веттегрень, Киреенкова, 2007; 2009, Чантурия, 2006].

В настоящей работе приведены результаты экспериментальных исследований наноструктур в породах разной глубинности: а) тонкослоистом аркозовом песчанике, б) ксенолите, в) катаклазированном граните. Определены петрографические, физические свойства пород и их химический состав. Для выявления и исследования нанокристаллов применялся метод рамановской спектроскопии. При изучении катаклазированного гранита дополнительно использован метод фотолюминесцентной спектроскопии.

В случаях ксенолита и катаклазированного гранита исследовались образцы исходной горной породы, а также подверженной искусственному дополнительному воздействию. Образец ксенолита подвергался воздействию квазигидростатического сжатия величиной до 2,5 ГПа. Образцы катаклазированного гранита выдерживались: а) 10 мин. при температуре 470 – 500 °С и давлении 1ГПа; б) 16 мин. при температуре 550 – 600 °С и давлении 1ГПа.

В образце аркозового песчаника максимумы спектров нанокристаллов кварца, анатаза и плагиоклаза размером 10-20 нм сдвинуты в область высоких частот по сравнению со спектрами макрокристаллов и уширены, что свидетельствует о наличии дополнительных внутренних напряжений.

В образце глубинной горной породы – мантийного ксенолита из кимберлитовой трубки обнаружены нанокристаллы пиропа размером ~ 18 нм и нанокристаллы омфацита размером ~ 13 нм. Размеры кристаллографической ячейки в нанокристаллах увеличены по сравнению с макрокристаллами. Внутренние растягивающие напряжения, которые могли бы вызвать эти изменения, оценены величиной ~ 1.1 ГПа. В результате

искусственного квазигидростатического сжатия изменилась ширина рамановских спектров и они стали асимметричными, что свидетельствует об изменениях в кристаллографических ячейках.

В образце катаклазированного гранита нанокристаллы кварца имеют размеры 10-20 нм. Размеры кристаллографических ячеек в нанокристаллах изменены, как в большую, так и в меньшую стороны, по сравнению с размерами в кристаллах макроскопических размеров. Величина эффективных растягивающих и сжимающих напряжений, которые могли бы вызывать такие изменения, лежат в пределах от - 400 до + 400 МПа. Решетка нанокристаллов кварца в образцах, подвергнутых искусственному термодинамическому воздействию, искажена.

В заключение следует отметить, что количественная оценка напряжений в нанокристаллах представляет особый интерес. Обнаружение нанокристаллов кварца со структурами как сжатия, так и растяжения может указывать на сопряженность процессов в нано и макро масштабах.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Богатиков О.А. Неорганические частицы в природе // Вестник РАН. 2003.Т.73.№5.С.426- 428.
2. Киреенкова С.М., Соболев Г.А. О возможности изучения природных процессов на наномасштабном уровне в физике Земли // Геофизические исследования. М.: 2005. вып.1. С. 108 – 115.
3. Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Киреенкова С.М., Кулик В.Б., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Пикулин В.А. Исследование нанокристаллов в горной породе методом спектроскопии комбинационного рассеяния // Физика Земли. 2007. №6. С. 7 – 14.
4. Соболев Г.А., Киреенкова С.М., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Цельмович В.А., Веттегрень, Кулик В.Б.Наноструктуры в глубинном ксенолите до и после деформирования.// Физика Земли. 2009. №9. С.3-11.
5. Чантурия В.А.,К.Н. Трубецкой, С.Д.Викторов, И.Ж.Бунин. Наночастицы в процессе вскрытия и разрушения материалов. М.: 2006. 216с.

ЭВОЛЮЦИЯ ФИЛЬТРАЦИОННО-ТРАНСПОРТНЫХ СВОЙСТВ ОСАДКОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ СТРУКТУР: ЗАВИСИМОСТЬ ОТ СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОСТУПАЮЩИХ ОСАДКОВ

Суетнова Е.И.
ИФЗ РАН, Москва, Россия. elena_suetnova@mail.ru

EVOLUTION OF SEDIMENTS TRANSPORT PROPERTIES DURING SEDIMENT PEEL FORMATION: DEPENDENCE UPON SEDIMENTATION RATE AND RHEOLOGY

Suetnova E.I.
IPE RAS, Moscow, Russia. elena_suetnova@mail.ru

It is shown numerically that time-space evolution of transport properties of sediments in the Earth crust during geological history depends upon sedimentation rate and rheology of accumulated sediments. It is shown that porosity and permeability decreasing through time in sediment column is governed by values of the similarity numbers and duration of sedimentation process.

Процессы миграции насыщающих флюидов в осадочных структурах земной коры определяются историей осадконакопления. Геофизические наблюдения в осадочных породах распределений по осадочной колонке пористости и замеры проницаемости и порового давления показывают, что, при общем тренде падения пористости и проницаемости и росте давления насыщающего флюида с увеличением глубины от поверхности, конкретные градиенты изменения этих величин существенно отличаются [1]. Эти различия отражают различия в истории осадконакопления. В течение формирования осадочных структур происходят взаимосвязанные процессы уплотнения накапливающихся осадков и фильтрации насыщающих флюидов к поверхности [2]. Пространственно-временная эволюция фильтрационно-транспортных свойств среды осадков, то есть пористости и проницаемости, зависит от течения процесса уплотнения. Математическое моделирование комплексного процесса уплотнения накапливающихся осадков и фильтрации к поверхности насыщающих флюидов, проведенное в рамках современных представлений о вязкоупругой реологии осадков, показало, что важную роль в эволюции свойств осадков играют скорость осадконакопления (нагружения) и реологические свойства накапливающихся осадков, которые определяются их литологией [3]. Анализ системы дифференциальных уравнений, которая описывает комплексный процесс уплотнения и фильтрации

в течение геологической истории, показал, что распределение пористости, проницаемости, скорости и давления насыщающего флюида по осадочной колонке зависят от времени и безразмерных характеристических параметров *V*, *D*, *L*, *T*, *M*. Эти параметры являются безразмерными нелинейными комбинациями физических и гидродинамических параметров поступающих осадков: $L = \sqrt{\frac{\eta_0 k_0 m_b^{(l-1)}}{\mu}}$; $T = \frac{\eta_0}{P m_b}$; $P=\Delta\rho g L$; $D= \eta_0\, \beta_p /T$; $V= V_0 /(L/T)$; $M=m_0$; где m_0 -пористость, ρ_f - плотность флюида, ρ_s– плотность осадков, $k_0= k_0 m^l$ - проницаемость [Stevenson &??4], μ- вязкость флюида, g - ускорение силы тяжести, ρ - плотность осадочной среды, p_e - эффективное давление $p_e = p_{tot} - p_f$, (p_{tot} - полное давление), η - вязкость осадков [4,5], β - эффективная сжимаемость пористой среды [6], V_0 - скорость осадконакопления. Безразмерные параметры *V, M* и *D* являются нетривиальными критериями подобия сформулированной системы уравнений. Результаты модельных расчетов с использованием репрезентативных значений входящих величин (таблица 1) для осадочных слоев одинаковой мощности показали, что для меньших значений критерия *V* (безразмерная скорость роста мощности осадков) градиент порового давления в приповерхностном слое оказывается меньшим (рис. 1). Безразмерный параметр (критерий) *D* характеризует вклад упругого эффекта в процесс уплотнения. Расчеты показывают, что этот параметр влияет и на распределение эффективного давления и пористости проницаемости по глубине осадков. Из сравнения результатов вычислений видно, что различие в распределении пористости и порового давления в зависимости от значений реологического критерия *D* проявляется более сильно при большем значении критерия *V* (флюидодинамического критерия «безразмерная скорость роста мощности осадков» *V)*. Градиент падения пористости по глубине осадков тем больше, чем больше значение реологического критерия подобия *D*. Такое различие объясняется тем, что при больших значениях флюидодинамического критерия *V* безразмерное время формирования слоя осадков заданной мощности оказывается меньшим, и, следовательно, большее значение имеют упругие эффекты. Для меньших значений флюидодинамического критерия *V* градиент порового давления в приповерхностном слое оказывается меньшим, и различие в распределении пористости и порового давления в зависимости от значения критерия *D* оказывается много слабее, чем при больших значениях *V*, так как безразмерное время накопления осадков заданной мощности оказывается большим. Но при меньшем влиянии значения реологического критерия *D* при

меньших значениях V, процесс уплотнения приводит к постепенному формированию приповерхностного погранслоя монотонного изменения порового давления и пористости и появлению на определенной глубине осадков резкого возрастания порового давления и резкого убывания градиента пористости при t >1 (рис. 1).

Именно значения флюидодинамического и реологического критериев V и D определяют режим процесса уплотнения и появление надгидростатического давления флюида в верхних горизонтах осадочной колонки. Величина безразмерного времени определяет вид конкретной реализации процесса уплотнения и появление (при больших значениях t) области резкого возрастания градиента давления флюида в глубине осадков вплоть до литостатического градиента.

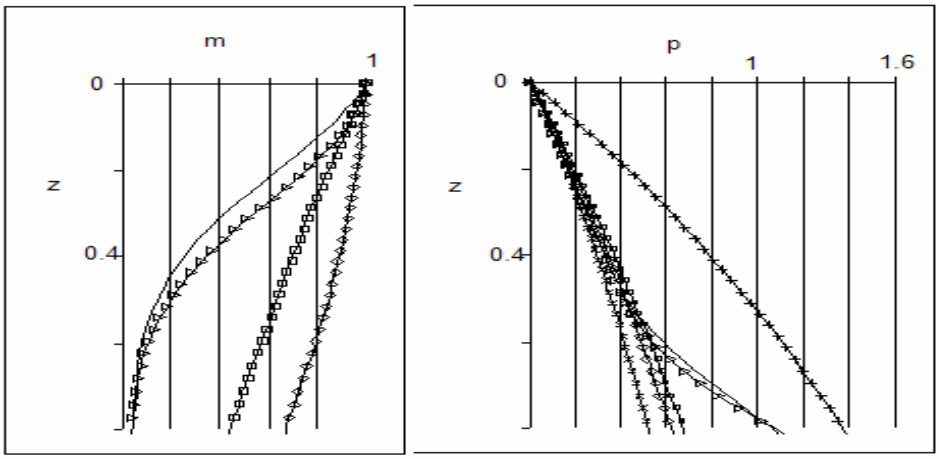


Рис. 1. Распределение пористости и порового давления по глубине для различных значений параметров осадков (таблица 1), представленное в безразмерном виде.

Таблица 1.

Безразмерное время	1 t=7.7	2 t=7.7	3 t=0.77	4 t=0.77
V_0 (м/с)	10^{-10}	10^{-10}	10^{-10}	10^{-10}
m_0	0.3	0.3	0.3	0.3
η (Па·с)	$5\cdot10^{20}$	$5\cdot10^{20}$	$5\cdot10^{21}$	$5\cdot10^{21}$
μ (Па·с)	$2.6\cdot 10^{-3}$	$2.6\cdot 10^{-3}$	$2.6\cdot 10^{-3}$	$2.6\cdot10^{-3}$
ρ_f (кг/м^3)	$1.0\cdot10^3$	$1.0\cdot10^3$	$1.0\cdot10^3$	$1.0\cdot10^3$
ρ_s (кг/м^3)	$2.65\cdot10^3$	$2.65\cdot10^3$	$2.65\cdot10^3$	$2.65\cdot10^3$
β=1/Kp (1/Па)	10^{-8}	10^{-9}	10^{-8}	10^{-9}
k_0 (м^2)	10^{-14}	10^{-14}	10^{-15}	10^{-15}
V	0.06	0.06	0.6	0.6
D	0.6 сплошная	0.06 треуголь ники	0.6 квадраты	0.06 ромбы

Анализ результатов расчетов позволяет сформулировать следующие закономерности эволюции распределения пористости и порового давления с глубиной в процессе вязкоупругого уплотнения накапливающихся осадков, которые выявляет моделирование в рамках репрезентативных значений параметров осадконакопления. Градиенты падения пористости и роста давления флюида по осадочной колонке зависят от значений безразмерного характеристического комплекса *V* (критерия подобия), являющегося отношением скорости роста мощности осадков к флюидодинамическому масштабу скорости фильтрации. Градиент падения пористости по глубине осадков тем больше, чем больше значение механического (реологического) критерия *D*, характеризующего соотношение вязких и упругих напряжений в масштабе времени процесса.

Давление насыщающего флюида повышается с увеличением расстояния от поверхности осадков и градиент развивающегося в накапливающихся и уплотняющихся осадках давления флюида тем больше, чем больше значения критериев *V* и *D*. Резкое повышение градиента давления происходит при значении безразмерного времени $t \gg 1$. Эти выявленные закономерности позволяют оценивать эволюцию свойств осадков в процессе геологической истории их формирования как результат возможного характера реализации процесса уплотнения при росте мощности осадочного слоя с помощью оценки величин этих безразмерных критериев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hall P.L. Mechanisms of overpressuring: an overview // Geochemistry of Clay-Pore Fluid Interactions. Ed. by D.A.C. Manning and C.R. Hughes. Chapman&Hall, London. 1993. P. 265-315.
2. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. 1981. М. «Мир». 436 с.
3. Suetnova E.I., Vasseur G. 1-D modelling rock compaction in sedimentary basin using visco-elastic rheology // Earth Planet. Sci. Letters. 2000. 178. P. 373-383.
4. Stevenson D.J., Scott D.R. Mechanics of fluid-rock systems // Annu. Rev. Fluid Mec. 1991. 23. P. 305-339.
5. Birchwood R.A. and Turcotte D.L. A unified approach to geopressuring, low-permeability zone formation, and secondary porosity generation in sedimentary basins // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 20051-20058.
6. Gueguen Y., Palciauskas V. Introduction to the Physics of Rocks. Prinston Univ. Press. 1994. 392 pp.

NWA 5549 – НОВЫЙ ЖЕЛЕЗНЫЙ МЕТЕОРИТ С СИЛИКАТНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Теплякова С.Н.[a], Иванова М.А.[a], Лоренц К.А.[a], Корочанцев А.В.[a], Корочанцева Е.В.[a], Садиленко Д.А.[a], Скрипник А.Я.[a], Борисовский С.Е. [b]

[a]Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, ГЕОХИ РАН

[b]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, ИГЕМ РАН

Svunb00b@mail.ru

THE NEW SILICATE-BEARING IRON METEORITE NWA 5549

Teplyakova S.N.[a], Ivanova M.A.[a], Lorenz C.A.[a], Korochantsev A.V.[a], Korochantseva E.V.[a], Sadilenko D.A.[a], Skripnik A.Ya.[a], and Borisovsky S.E. [b]

[a]Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, Russian Academy of Sciences, GEOKHI RAS

[b]Institue of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, IGEM RAS

Svunb00b@mail.ru

Silicate-bearing iron meteorites are very rare, unusual and complicated. Mineralogical-chemical characteristics of these meteorites represent a great interest for understanding of history of their parent bodies and of their possible nebular precursors. These silicate inclusions are roughly chondritic in mineralogical and chemical compositions, but their recrystallized textures are achondritic. Silicate inclusions in IAB irons are linked through oxygen isotopes [1] and mineral compositions to the achondrites - winonaites and may be related to IIICD irons. The apparent contradictory peculiarities of these meteorites have led to several models of their formations including: 1) impact melting [2]; 2) fractional crystallization of molten cores of small planetesimals [3], catastrophical disruption and reassemble of partially-melted parent bodies [4] and their formation from primary material of early solar nebula under different chemical and physical conditions [5]. Here we present preliminary results of petrography, mineralogy and chemistry of a new meteorite North West Africa 5549 which was found in the desert recently.

Железный метеорит NWA 5549 общей массой более 50 кг был найден в 2008 г. в пустыне Алжира. Метеорит (рис. 1.) содержит ~20 об.% силикатных включений и ~3 об.% графита.

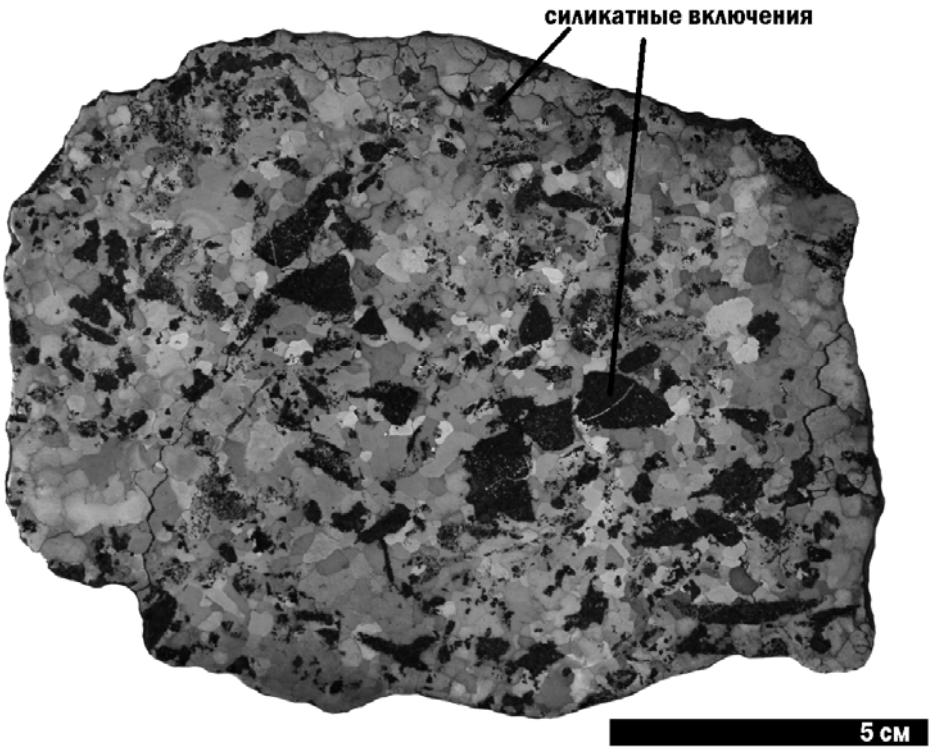


Рис. 1 Общий вид железного метеорита NWA 5549, содержащего силикатные обломочные включения (пластина 1, травленая поверхность)

Металл метеорита сложен изометричными кристаллами камасита (Ni 6.5 мас.%, Co 0.46-0.54 мас.%, P 0.03-0.06 мас.%), размерами от 0.1 до 1,5 см. Зерна камасита имеют четкие границы и разную пространственную ориентировку, судя по отличающейся направленности неймановых линий. По структурным характеристикам металл метеорита мог бы быть отнесен к гексаэдритам. Однако, кроме камасита в нем присутствуют не свойственные гексаэдритам структуры распада твердого раствора FeNi металла. К структурам распада твердого раствора FeNi относятся ламели тэнита и такое редкое явление, как сферический плессит. Ламели тэнита, образующиеся на границах зерен камасита, субпараллельны в структуре гексаэдрита. Распределение Ni в крест простирания тэнитовой ламели имеет М-образный профиль (рис. 2.) Плесситовые области, наблюдаемые в металлической матрице, представлены сферическими зернами тэнита в камасите. Тэнитовые глобулы, зональны, содержание Ni в них варьирует от 25 до 49%. На контакте с плесситом встречаются крупные зерна графита. Шрейберзит неправильной и веретенообразной формы, размерами до 500 мкм выделяется по границам или внутри зерен камасита. Графитовые зерна, размер которых от 5-40 мкм, встречаемые в металлической матрице,

имеют округлые формы, а также представлены поликристаллическими агрегатами таблитчатой формы.

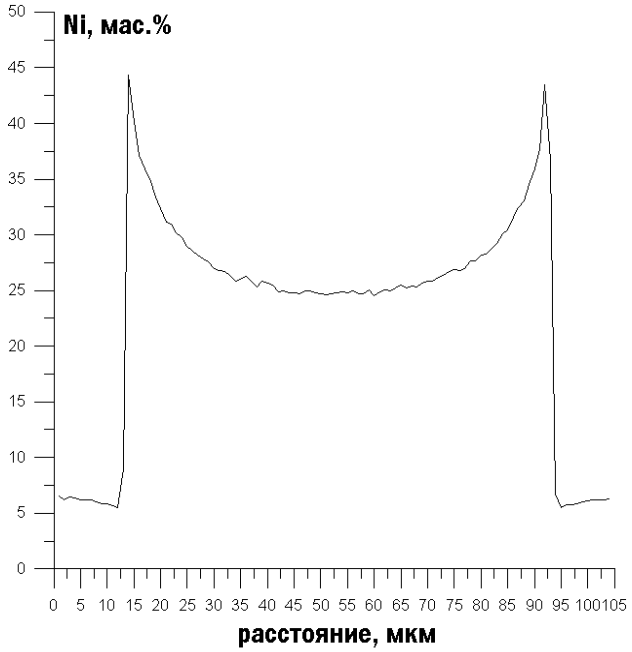


Рис. 2. Распределение Ni в крест простирания тэнитовой ламели

Силикатные включения имеют неправильную форму, на отдельных участках форма включений близка к обломочной (рис. 1). Включения сложены орто-, клинопироксеном, оливином, и второстепенным плагиоклазом, и содержат около 3 об% идиоморфных кристаллов графита. Оливин (Fa 4.9) и пироксен (Fs 7.2) характеризуются высокой магнезиальностью, не зональны. Отношения Fe/Mn в этих фазах (7-12) соответствуют значениям, установленным для хондритовых силикатов. Диопсид (En 51 Wo 45.1 мол%) содержит ламели распада твердого раствора, и обладает высоким содержанием Cr_2O_3 – 1.19 мас.%. Плагиоклаз имеет состав $Ab_{80.7}An_{15.7}$. Хромит отличается высокой хромистостью (Cr/(Cr+Al) -97.3) и высокими содержаниями (мас.%) MnO (2.67), V_2O_3 (0.69) и ZnO (1.66) . Графит неправильной и округлой формы, в силикатной части более крупный до 1 мм., по сравнению с включениями графита в металле. В силикатных включениях встречаются зерна металла, содержащие ламели тэнита и камасита, которые по структуре соответствуют основной массе метеорита. Модальный состав силикатных включений (об.%): Tr-14, C-12, Ol-14, Opx-19, Cpx-1, Pl-40

Дискуссия

Взаимоотношения между низко- и высоконикелевыми фазами в металле не позволяют отнести метеорит к какому либо из

известных структурных типов железных метеоритов. Этот метеорит по макроструктуре является гексаэдритом, но кроме камасита в нем присутствуют не свойственные для гексаэдритов структуры распада, формирующие видманштеттенову структуру. Тэнитовые ламели имеют М-образный профиль, характерный для октаэдритов. Таким образом, NWA 5549, возможно, является переходным звеном между гексаэдритами и октаэдритами. Крупные кристаллы камасита и ламели тэнита указывают на медленное остывание. На контакте с тэнитовыми ламелями камасит имеет пониженные содержания Ni, что свидетельствует о том, что система претерпела медленное охлаждение ниже 450^0C. Вдоль границ с включениями графита в металле наблюдается структура сферического плессита. Это редкая структура субсолидусного преобразования, типичная для FeNi сплавов, содержащих углерод, ранее была отмечена лишь в нескольких метеоритах [7]. Вероятно, при образовании NWA 5549 углерод включений частично растворялся в расплавленном металле, и оказал существенное влияние на формирование его структуры при кристаллизации. По химии минералов силикатные включения NWA 5549 отличаются от силикатных включений группы IIICD [8] и IIE [9-10] и близки к включениям в железных метеоритах группы IAB [4]. Кроме того, включения в NWA 5549 содержат низкоалюминиевый хромит обогащенный MnO, крайне редко встречающийся в силикатных включениях метеоритов. Особый состав хромита может быть индикатором необычных условий образования или специфики материала – источника включений. По минералогии и химии минералов силикатные включения NWA 5549 близки к обыкновенным хондритам. Однако взаимоотношения между силикатами указывают на кристаллизацию вещества из расплава. Возможно, образование метеорита связано с процессами частичного плавления примитивного хондритового материала.

ЛИТЕРАТУРА**.**

1. Clayton R.N et al. (1996) GCA, 60, 1999-2018.
2. Choi B. et al. (1995) GCA, 59, 593-612.
3. Wasson J. T. and Wang J. (1986) GCA, 50, 725-732.
4. Benedix G.K. et al. (2000) MAPS 35, 1127-1141.
5. Kurat G. (2009) LPSC # 1536.
6. Wood J.A. (1964) Icarus, 3, 429—459.
7. Buchwald (1975) Handbook of iron meteorites.
8. McCoy T.J. et al (1993) Meteoritics 28, 552-560.
9. Ruzicka A et al. (1999) GCA, 63, 2123-2143.
10. Osadchii et all. (1981) Lunar Planet Sci, 12, 1049-1068.

ПРИМЕНЕНИЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ДЛЯ АТТЕСТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ В КАЧЕСТВЕ СТАНДАРТОВ

Тюрин Д.А., Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) Москва, e-mail: dima1991@mail32.com

APPLICATION OF MASS-SPECTROMETRY FOR ANALYSIS OF GEOLOGICAL SAMPLES AS REFERENCE MATERIALS

Tyurin D.A., Kolesov G.M.
Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry of RAS, dima1991@mail32.com

Mass spectrometric method was used for studying of composition of some sulphidic cooper-nickel ores chosen for certification as standard samples. Examples of analysis are resulted. Satisfactory convergence of results with the data of other methods is shown.

При определении состава геоматериалов и продуктов экспериментальных исследований и других геохимических объектов, как и при анализе вещества в целом, обычно используются относительные (физические или ядерные) методы анализа. Реальное же, количественное содержание элемента/компонента, рассчитывается относительно его содержания в стандарте. Поэтому основное внимание в работе уделено анализу ряда геохимических образцов, выбранных в качестве претендентов на стандартные образцы состава.

Использован масс-спектрометрический метод, широко зарекомендовавший себя как эффективный метод определения элементного состава геохимических объектов и особенно зерен отдельных минералов и включений. Это связано с тем, что он характеризуется рядом положительных показателей, таких как (см. табл.1): малая масса пробы; широкий диапазон определяемых элементов и их содержаний; высокая локальность; достаточная правильность анализа; простота и доступность; минимальный уровень пробоподготовки и отсутствие операций растворения проб (что снижает вероятность их загрязнения и погрешность определения); лазерный - локальный отбор пробы.

В данном сообщении приводятся результаты определения содержания некоторых элементов, преимущественно благородных металлов, никеля, меди и кобальта в образцах, предназначенных для аттестации в качестве стандартных образцов состава ряда природных объектов и вторичного сырья.

Таблица 1. Основные характеристики искровой и лазерной масс – спектрометрии

Параметры	Искровая масс-спектрометрия /SM-602 (ANS 2)/	Лазерная масс-спектрометрия /MC-3101/
Минимальная навеска, мг	5	10
Локальность, мм	1	0.3
Послойное разрешение, мкм	10	1
Определяемые элементы	Li – U	Li – U
Определяемые содержания, масс. %	100 – 10^{-5}	100 – 10^{-4}
Предел обнаружения, масс. %	10^{-6}	10^{-5}
Погрешность, %	10	5

Использовали искровой (SM-602:ANS 2) и лазерный (MC-3101) масс-спектрометры (см. фото 1). Разделение ионов по массам происходит в них в статическом масс - анализаторе с двойной фокусировкой. Ионы регистрировались на пленке УФ-4 (см. фото 2), измерение плотности «почернения» линий и расчет содержания элементов проводили с помощью автоматизированного измерителя спектров АИС (микроденситометр МД-100-интерфейс-компьютер.

Процедура анализа. Образцы растирали в лейкосапфировой ступке с добавлением этанола до частиц размером несколько мкм. Затем их взвешивали и добавляли внутренние стандарты в виде растворов. В качестве внутренних стандартов использовали Lu, Ir и Bi. Контроль правильности проводили по геологическому стандарту W-2, подготовленному аналогичным образом.

Для элементов платиновой группы нет надежных стандартов, поэтому готовили искусственные синтетические смеси (стандарты) добавлением растворов платиноидов в порошкообразный W-2. Добавляли также графит в качестве проводящей добавки, перемешивали смесь с этанолом, высушивали и прессовали в алюминиевом тигле в виде таблетки. Затем помещали ее в ионный источник.

В качестве противоэлектрода использовали танталовую или медную (для исключения наложения иона TaO^+ на ^{197}Au) проволоку диаметром 0,3 мм. Дисперсия единичных измерений линий масс-спектра (S_r) составляла 0,05 - 0,2.

Некоторые результаты анализа различных руд приведены в табл. 2.

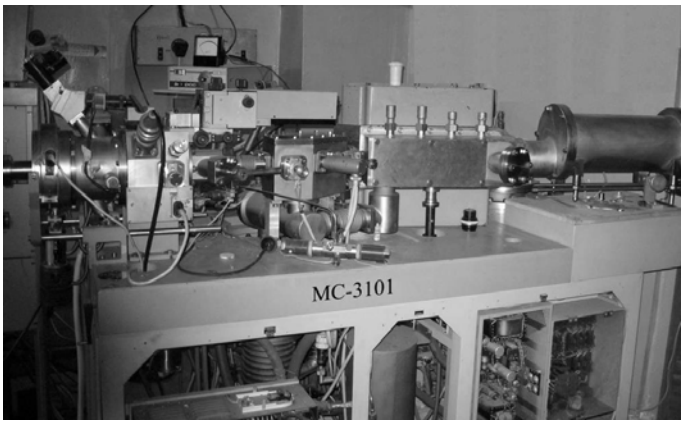


Фото 1. Общий вид масс-спектрометра

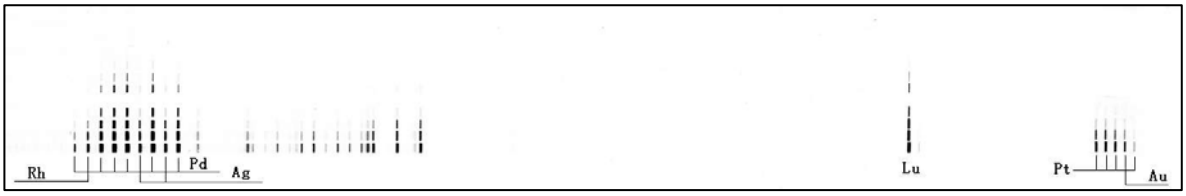


Фото 2. Спектр масс платиносодержащего образца (по оси ординат – интенсивность, по оси абсцисс – отношение массы к заряду).

Таблица 2. Содержание матричных (Ni, Cu, Co – %) и некоторых микроэлементов (10^{-4} %) в сульфидных рудах.

Эл-т	Руда сульфидная медно-никелевая			Смесь пирротиновых руд		
	МС	НАА	Аттест.	МС	НАА	Аттест.
Pt	2.3	2.20	2.1±0.1	2.14	2.16	2.1±0.1
Pd	6.9	-	7.5±0.3	9.08	-	9.4±0.3
Rh	0.07	-	0.069±0.002	0.46	-	0.40±0.03
Ir	<0.03	0.0090	0.0077±0.0014	<0.03	0.051	0.047±0.003
Ru	0.02	0.019	0.019±0.03	0.15	0.152	0.14±0.01
Au	0.44	0.433	0.45±0.08	0.61	0.61	0.65±0.05
Ag	8.6	8.50	8.6±0.4	10.3	10.1	10.4±0.8
Ni	0.80	0.80	0.78±0.02	2.4	2.40	2.42±0.03
Cu	2.4	-	2.36±0.03	3.9	-	3.88±0.03
Co	0.019	0.0191	0.0199±0.0008	0.12	0.111	0.111±0.005
Se	18	18	17 ± 2	38	39	38 ± 4

Сравнение с данными нейтронно-активационного анализа и с аттестованными значениями свидетельствует о хорошей сходимости результатов и о перспективности применения масс-спектрометрического метода в исследовании состава разнообразных геологических объектов.

О СОЛНЕЧНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОПУЛЯЦИИ НАНОАЛМАЗА В ХОНДРИТАХ

Устинова Г. К.
Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН; ustinova@dubna.net.ru

ON SOLAR ORIGIN OF NANODIAMOND POPULATION IN CHONDRITES

Ustinova G. K.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS; ustinova@dubna.net.ru

The process is identified and the regularities of formation of isotopic relations of the anomalous Xe-*HL* component in nanodiamonds are determined. This component is shown to be formed and captured simultaneously with the nanodiamond synthesis in the conditions of the shock wave propagation from supernova explosion. The isotopic composition of Xe-*HL* is due to amplification of the rigidity of the nuclear-active particle spectrum and its enrichment with heavier ions during acceleration in shock waves. Some arguments for origin of the nanodiamond population, observed in the chondrites, at the last supernova explosion before the formation of the solar system, which was, apparently, a carbon-detonation supernova, SnIa, are adduced. This testifies on behalf of the new appeared hypothesizes that the nanodiamond population in chondrites is not presolar.

Лабораторные эксперименты по синтезу искусственного наноалмаза демонстрируют крайне широкий спектр физико-химических условий (возможных сочетаний температур, давлений и исходного вещества) для осуществления этого процесса [1]. Действительно, искусственные наноалмазы получены как в процессах детонационного синтеза при высоких давлениях и температурах, так и методом химического парового отложения атомов углерода при низких давлениях и умеренных температурах (CVD-процесс), а также при облучении углеродистых материалов лазером, ультрафиолетовым излучением и потоками частиц высоких энергий. Ввиду многообразия астрофизических условий это позволяет ожидать повсеместного распространения наноалмаза в космосе. Действительно, анализ наблюдений межзвездной экстинкции показывает, что до 10% межзвездного углерода может быть связано в межзвездном алмазе [2]. Наноалмаз с аналогичным метеоритному логнормальным распределением по размерам зафиксирован в околозвездных дисках в системах эмиссионных

звезд Хербига HD97048 и Elias 1 [3], в богатых углеродом протопланетных облаках [4] и даже в межпланетной пыли [5].

Для наноалмаза в хондритах наблюдается бимодальный характер выделения ксенона: в основном, в виде компоненты Xe-P_3 с «нормальным» изотопным составом и аномальной компоненты Xe-*HL* с экзотическим изотопным составом [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. Легкие изотопы могут быть продуктами *p*-процесса, а тяжелые – *r*-процесса нуклеосинтеза при вспышках содержащих тяжелое ядро сверхновых II-типа (SnII). В то же время все изотопы ксенона могут образовываться в реакциях расщепления близлежащих ядер-мишеней Ba, Cs, Ce и La частицами высоких энергий.

Протосолнечное облако содержало наноалмазы и изотопы ксенона, генерированные в десятках вспышек SnII. Последней вспышкой перед формированием Солнечной системы была вспышка углеродно-детонационной сверхновой (SnIa) [7], при которой все ранее синтезированные зерна наноалмаза практически потеряли благородные газы предшествующих генераций. При вспышке лишенной тяжелого ядра и водородной оболочки SnIa продукты *r*-процесса не образуются, а *p*-процесс, в основном, идет через реакции расщепления за счет водородных ресурсов окружающей среды. В условиях распространения взрывной ударной волны от вспышки SnIa синтезировались новые наноалмазы. На фронте ударной волны они захватывали изотопы ксенона, образованные в реакциях расщепления близлежащих ядер ускоренными в ударной волне протонами с очень жестким энергетическим спектром (спектральный индекс $\gamma \sim 1$), а также самые тяжелые изотопы ксенона от предшествующих вспышек SnII, которыми фронт ударной волны был обогащен [8].

Действительно, соответствие измеренных соотношений изотопов ксенона в компонентах Xe-*HL** и Xe-P_3* в наноалмазах примитивных хондритов (* по данным [6]), в сравнении с изотопными соотношениями ксенона, генерированного в реакциях расщепления близлежащих ядер ускоренными в ударных волнах протонами при разной жесткости их энергетического спектра [9] (см. ниже в таблице строки 3 и 6), выявляет спаллогенную природу Xe-*L* и изотопов ксенона средних массовых чисел, т.е. подтверждает их генерацию на фронте взрывной ударной волны от SnIa. Только для образования самых тяжелых изотопов ^{134}Xe и ^{136}Xe не достаточно реакций расщепления и требуется дополнительный нуклеогенетический источник. Но из-за фракционирования вещества

при ускорении в ударных волнах, именно кратковременные локальные области предфронта взрывной ударной волны являются наиболее обогащенными резервуарами тяжелых изотопов, в том числе, ^{134}Xe и ^{136}Xe, в протосолнечном облаке от предшествующих вспышек SnII [7,10]. Это дополняет формирование тяжелой компоненты Xe-*H*. Захват Xe-*L* и Xe-*H* свежесинтезированным в условиях прохождения взрывной ударной волны наноалмазом завершает формирование аномальной компоненты Xe-*HL.* Следует подчеркнуть, что при прохождении ударных волн синтез алмаза и его обогащение аномальным Xe-*HL* возможны и в экстремальных *PT*- условиях области предфронта волны, и путем нуклеации в области разрежения за фронтом волны, и при облучении углеродистых зерен частицами высоких энергий. Возможность такого процесса позволяет предполагать, что, по крайней мере, наблюдаемая в хондритах популяция наноалмаза, содержащая аномальную компоненту ксенона Xe-*HL*, была синтезирована при формировании Солнечной системы, т.е. не является досолнечной. Такая концепция согласуется с результатами изучения межпланетной пыли [5], свидетельствующими о том, что наноалмазы отсутствуют в пыли комет и/или их распространенность уменьшается с увеличением гелиоцентрического расстояния. Такая модель согласуется также с упоминавшимися выше наблюдениями наноалмазов вблизи ряда эволюционирующих звезд с аккреционными дисками [3].

№	Компоненты Xe	$\frac{^{124}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{126}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{128}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{129}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{130}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{131}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{134}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{136}Xe}{^{132}Xe}$
1	*Xe-HL**	0.0084	0.0057	0.091	1.06	0.154	0.844	0.636	0.7
2	*Xe-P$_3$**	0.0045	0.004	0.081	1.04	0.159	0.823	0.377	0.31
3	$\frac{Xe-HL*}{Xe-P_3*}$	**1.86**	**1.43**	**1.12**	**1.02**	**0.97**	**1.03**	**1.85**	**2.26**
4	*Xe* ($\gamma \sim 1$)	0.58	1.38	3.16	4.16	1.29	9.61	0.036	0.0065
5	*Xe* ($\gamma = 3$)	0.31	0.90	2.69	4.44	1.18	10.44	0.026	0.0045
6	$\frac{Xe\ (\gamma \sim 1)}{Xe\ (\gamma = 3)}$	**1.87**	**1.53**	**1.17**	**0.94**	**1.09**	**0.92**	**1.38**	**1.44**

7	$\frac{Xe(\gamma \sim 1)}{Xe - HL*}$	69.05	242.11	34.73	3.92	8.38	11.39	0.057	0.0093
8	$\frac{Xe(\gamma = 3)}{Xe - P_3*}$	68.89	225.00	33.21	4.27	7.42	12.69	0.069	0.0145

Не следует, по-видимому, ожидать, что наноалмазы этой популяции не претерпели никаких изменений с момента их формирования и до момента их исследования в хондритах, и что ксенон сохранился с теми же изотопными соотношениями, с которыми он был генерирован. В таблице 1 сравниваются наблюдаемые изотопные соотношения ксенона в компоненте Xe-*HL* с теоретическими при **γ ~** 1 (строчка 7) и в компоненте Xe-P_3 с теоретическими при γ =3 (строчка 8). Хорошо видно, что сохранившийся в наноалмазе ксенон существенно тяжелее, чем первоначально генерированный, причем практически в одинаковой степени для обоих компонент. Последнее говорит о том, что приведшие к такому утяжелению процессы произошли уже после формирования этих компонент. Во-первых, это могло случиться при захвате ксенона зернами наноалмаза, поскольку тяжелые ионы легче застревают в решетках кристаллов. Во-вторых, многие процессы при аккреции приводили к многократным актам частичной рекристаллизации зерен наноалмаза. Это сопровождалось диффузией и испарением газов из разрушенных ловушек, трещин и других устраняемых рекристаллизацией нарушений кристаллической решетки и, как следствие, к постепенному существенному утяжелению изотопных систем сохранившихся газов, в сравнении с их изначальными системами при генерации, из-за эффектов кинетического изотопного фракционирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Shenderova O.A., Zhirnov V.V., Brenner D.W. (2002) // *Critical reviews in solid state and materials sciences, 27,* 227-356.
2. Lewis R.S., Anders E., Draine B.T. (1989) // *Nature, 339,* 117-121.
3. Van Kerckhoven C., Tielens A.G.G.M, Waelkens C. (2002) // *Astron. Astrophys., 384,* 568-584.
4. Hill H.G., Jones A.P., d'Hendecourt L.B. (1998) // *Astron. Astrophys., 336,* 41-44.
5. Dai Z.R., Bradley J.P., Joswiak D.J., et al. (2002) // *Nature, 418,* 157-159.
6. Huss G.R., Lewis R.S. (1994) // *Meteoritics.. 29*, 791-810.
7. *Устинова Г.К.* // Астрон. вестник. 2007. Т. 41. N 3. С. 252-277.

8. *Устинова Г.К.* // Геохимия. 2002. № 9. С. 915-932.
9. *Ustinova G.K.* // Lunar Planet. Sci. 40th. Houston: LPI, 2009. #1007.
10. *Устинова Г.К.* // Доклады РАН. 2009. Т. 429. № 2.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Фролова Ю.В.[а], Ладыгин В.М.[а], Рычагов С.Н.[б], Блюмкина М.Е.[а]
[а] Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова,
[б]Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН
e-mail: skalka@geol.msu.ru

PETRPHYSICAL ALTERATIONS OF ROCKS IN GEOTHERMAL FIELDS OF THE SOUTH KAMCHATKA

Frolova J.V. [a], Ladygin V.M. [a], Rychagov S.N.[b], Blumkina M.E. [a]
[a]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology
[b]Institute of Volcanology and Seismology FED RAS
e-mail: skalka@geol.msu.ru

This report is based on complex petrophysical data obtained on two well-studied geothermal fields in the South Kamchatka (Pauzhetskaya and Mutnovskaya). The mineral composition and porous structure of host rocks are intensively altered by hydrothermal processes, resulting in changes of petrophysical properties. The tendency of petrophysical alteration can be different in depend on thermal fluids. In some cases, rock “improvement” is observed, i.e. consolidation, hardening, a decrease of porosity and permeability, and removal of hygroscopy. In other cases, rock “deterioration” occurs, i.e. formation of secondary porosity and permeability; a decrease of density, strength and elastic modulus; and occurrence of hygroscopic moisture. Petrophysical alteration gradually causes a transformation of geothermal field structure as a whole and leads to a changes in hydrodynamic and temperature regimes.

Введение. В настоящее время во многих странах мира (Исландия, Япония, США, Италия, Филиппины, Индонезия, Китай и др.), ведется активное исследование гидротермальных систем и освоение приуроченных к ним месторождений горячей воды и пара. При их изучении возникает множество как научных, так и практических вопросов, одним из которых является изменение вмещающих пород под действием гидротермальных процессов. Термальные воды, воздействуя на породы, приводят к

значительным преобразованиям их минерального состава и структуры порового пространства, в результате которых существенно (а в некоторых случая кардинально) меняются свойства. В свою очередь, петрофизические преобразования пород вызывают ряд изменений в гидротермальной системе: меняется структура проницаемости вмещающей толщи, упруго-пластичное состояние пород, напряженное состояние массива, а соответственно могут измениться гидрохимический и термодинамический режимы. В течении многих лет авторами ведутся петрофизические исследования пород, вмещающих геотермальные месторождения (ГТМ). Петрофизический анализ включает комплексное исследование физических и механических характеристик пород - их природы, корреляционных взаимосвязей, связей с геологическими и структурно-минералогическими факторами, закономерностей изменения под воздействием гидротермального процесса. Определение свойств проводится по стандартным методикам [1]. В рамках данного исследования анализируются петрофизические преобразования пород наиболее перспективных и хорошо изученных геотермальных месторождений Южной Камчатки – Мутновского и Паужетского, по которым авторами накоплен обширный геологический и петрофизический материал [2-4]. **Геологические и геотермальные условия ГТМ.** *Мутновское ГТМ* является одним из наиболее перспективных и хорошо изученных месторождений Камчатки. Оно расположено в 70 км к югу от г. Петропавловска-Камчатского. В настоящее время здесь эксплуатируются две геотермальные станции, мощностью 12 и 50 МВт, снабжающие электричеством г. Петропавловск-Камчатский. В строении Мутновского вулканического района принимает участие сложный комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород от олигоцен-миоценового до голоценового возраста [5]. Наличие в недрах системы термальных вод с температурой достигающей 280 ^{0}С привело к существенному перерождению пород и формированию зонального строения всей толщи. Снизу вверх выделяются следующие зоны: среднетемпературные пропилиты (кварц, эпидот, хлорит), кварц-вайракит-пренитовая зона, низкотемпературные пропилиты (иллит, хлорит, кальцит), высококремнистые цеолиты и гидротермальные аргиллиты, зона сернокислотного выщелачивания (опал, каолинит, алунит, кристобалит, тридимит, гидрооксиды железа) [6]. *Паужетское ГТМ* расположено на юге Камчатки, на склоне Камбального хребта, в пределах обширной вулкано-тектонической депрессии. Здесь в 1967 г. была построена первая в СССР геотермальная станция, мощностью 5 МВт, которая работает и по

сей день. В настоящее время планируется увеличение ее мощности до 11 МВт. Вмещающая месторождение толща пород неоген-плейстоценового возраста представлена туфами, в меньшем количестве присутствуют лавы и дайки среднего и основного состава. Породы интенсивно изменены термальными водами с температурой до 180-200 ^{0}С. Толща пород месторождения имеет зональное строение. Снизу вверх выделяются зоны низкотемпературной пропилитизации, цеолитизации (ломонтит, хлорит), высококремнистых цеолитов и гидротермальных аргиллитов. В разломах, по которым происходит подъем и вскипание гидротерм, образуются кварц-адуляровые породы [3].

Влияние гидротермальных изменений на свойства вмещающих пород. Тенденция изменения свойств пород под действием термальных вод различной температуры, кислотности-шелочности, состава бывает 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 [2, 4, 7]

В данной работе для исследований были выбраны туфы, поскольку они, в следствии высокой проницаемости и пористости, в наибольшей степени подвержены преобразованиям. Для того, что бы выстроить полную и последовательную картину гидротермальных преобразований были отобраны туфы из различных гидротермальных зон, а так же образцы неизменных туфов, распространенных вне зоны влияния гидротерм.

Структурно-минералогические преобразования, происходящие с туфами в ходе пропилитизации и окварцевания, вызывают их уплотнение, упрочнение, повышение значений упругих характеристик, снижение пористости, исчезновение гигроскопической влаги. Изначально пористые, гигроскопичные, низкопрочные туфы превращаются в плотные, высокопрочные образования. Это происходит в первую очередь вследствие заполнения межобломочного пространства вторичными минералами, формирования жестких, прочных контактов между обломками, перекристаллизации тонкообломочного базиса во вторичный микроагрегат, состоящий из более плотных и прочных минералов. В наибольшей степени тенденция повышения величин упруго-плотностных и прочностных показателей проявляется при среднетемпературной пропилитизации и окварцевании. В частности, плотность увеличивается от 1.3-1.9 г/см^3 до 2.5-2.6 г/см^3, прочность

повышается на порядок, V_p повышается в 2-3 раза (от 1.5-2.5 км/с до 4.5-5.5 км/с). При этом пористость туфов снижается с 30-50% до первых %, существенно уменьшается влагоемкость туфов, а гигроскопическая влажность, обусловленная присутствием низкотемпературных глинистых минералов, исчезает. Влияние низкотемпературных растворов на свойства вулканитов не однозначно и требует внимательного изучения в каждом конкретном случае. Изменение свойств пород во многом зависит от того, какой процесс преобладает: при выщелачивании формируются более пористые породы; при осаждении вторичных минералов в поровом пространстве, напротив, породы уплотняются, снижается их пористость и проницаемость; при метасоматическом замещении первичных минералов более устойчивыми вторичными образованиями на изменение свойств существенное влияние оказывает состав вторичных минералов. В целом, цеолитизация и аргиллитизация способствуют снижению упруго-плотностных и прочностных показателей, а под действием сернокислотного выщелачивания, в результате развития кремнистых минералов, упругие и прочностные характеристики туфов, напротив, повышаются, несмотря на увеличение пористости. Характерной особенностью пород зоны сернокислотного выщелачивания является крайне низкие величины магнитной восприимчивости (=0.05-1.4×10^{-3} СИ), что связано с разрушением ферромагнитных минералов кислыми термальными растворами. Результаты петрофизических исследований могут представлять интерес в связи с энергетическим освоением территории Южной Камчатки, в частности, планируемым расширением Мутновской и Паужетской ГеоТЭС, а также предполагаемым проектом научного бурения на Мутновском вулкане.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05-07-00118-а и 05-08-00374-а).

ЛИТЕРАТУРА.

1. Королев В.А., Самарин Е.Н., Николаева С.К и др. Лабораторные работы по грунтоведению. Под ред. В.Т.Трофимова, В.А.Королева, М.: Высш. шк., 2008, 519 с. *2. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М* Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района (Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. № 1(выпуск 11), 2008, СС. 158-170. 3. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993

2. 4. Фролова Ю.В, Голодковская Г.А., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. О природе инженерно-геологических свойств гидротермально-метасоматических пород Курило-Камчатского региона // Вест. Моск. ун-та. 1999. Сер. 4. Геология. № 3. С. 36-42.
3. 5. Действующие вулканы Камчатки / Под ред С.А.Федотова, Ю.П. Масуренкова. Москва. Изд-во Наука, 1991. 412 с.
4. 6. Словцов И.Б. Минералого-геохимические критериифизико-химических условий в недрах геотермальных месторождений (на примере Мутновского геотермального месторождения, Камчатка). Автореф.дисс…канд.геол.-мин. Наук. М. 1994. 28 с.
5. 7. Frolova J.V., Ladygin V.M. & Rychagov S.N. Geothermal Reservoir Study through Petrophysical Data // GRC Transactions. 2001 V. 25. P.401-403.

Геолого-геохимическое комплексное изучение Луны.

Хаврошкин О.Б. Цыплаков В.В.
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва
khavole@mail.ru

LUNAR GEOKHAMICAL SEARCH PROGRAM

Khavroshkin O. B., Tsyplakov V. V.
Schmidt Institute physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
khavole@mail.ru

Во многом базируется на методе исследования поверхности планеты, лишенной атмосферы, с помощью анализа микробов пылевидного выброса (ранее эскизно разработанным К.П.Станюковичем и О.Б.Хаврошкиным).

Современные методы исследования планет Солнечной системы разнообразием не отличаются. Большинство исследовательских программ предусматривает посадку станции в определенном районе небесного тела и изучение места посадки с небольшим расширением за счет планетохода. Указанные программы, помимо чрезвычайно высокой стоимости, неэффективны с точки зрения получения информации относительно всей поверхности и подповерхностных структур в целом, а целесообразность посадки аппарата в определенном районе небесного тела диктуется слишком общими соображениями. Возврат проб грунта на Землю даже не обсуждается.

Необходим поиск методов, позволяющих при меньшей стоимости аппаратуры и технического обеспечения, но с более высокой

надежностью составить атласы химического и геологического строений поверхности небесного тела, в первую очередь на основе возвращенных на Землю микропроб. Наиболее просто это осуществить в случае планет, лишенных атмосферы или Луны. При этом, как в данном случае, этап сейсмического изучения Луны одновременно служит и для реализации геолого-геохимического исследования. Дл этого необходимо дополнение Программы орбитальной исследовательской станцией (ОИС) с возвращаемым на Землю блоком (ВЗБ) (рис. 1, 2).

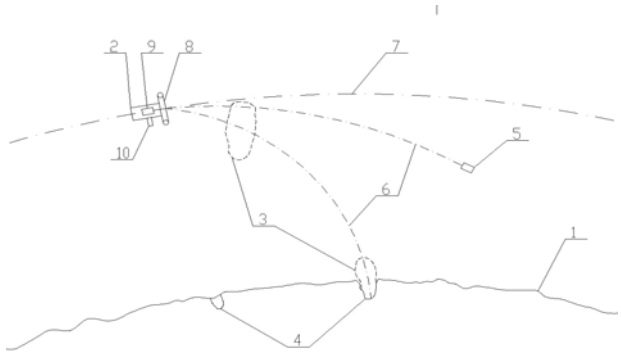


Рис. 1. Принципиальная схема организации и забора пылевого выброса

1 – поверхность Луны; 2 – орбитальный аппарат ОИС; 3 – пылевой выброс раздробленного взрывом грунта; 4 – воронка от взрыва капсулы 5; 6 – траектории спуска капсулы 5; 7 – низкая орбитальная траектория ОИС; 8 – коллектор для забора пылевых частиц; 9 – магазин с капсулами; 10 – мощный лазер, спектр-анализатор.

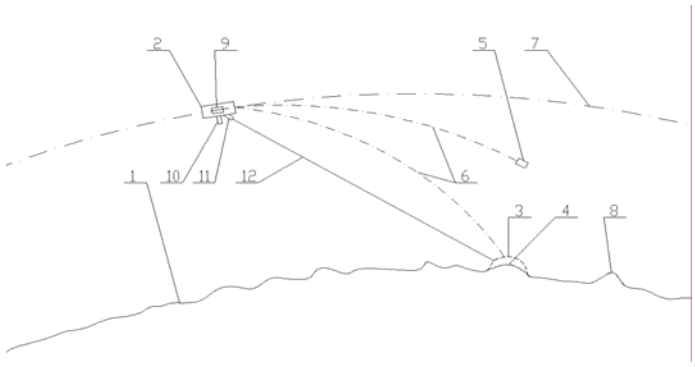


Рис. 2. Схема организации пылевого выброса и его изучения лазерными методами 1–10 – то же, что и на рис. 4. 11 – мощный лазер; 12 – лазерный импульс, воздействующий на стенку воронки 4.

ОИС состоит из лазерно-спектрального, командно управляющего, капсульного, заборного и возвращаемого отсеков. ОИС известными методами выводится на круговую орбиту Луны. Высота аппарата относительно поверхности выбирается минимальной и определяется рельефом и гравитационными аномалиями. Затем в окрестности плоскости орбиты производится химический анализ поверхности. Для этого с борта аппарата в определенную точку поверхности посылается мощный лазерный импульс. Полное отсутствие атмосферы и фокусировка луча позволяют сконцентрировать в небольшом пятне всю энергию излучения. После поглощения этой энергии импульса лазерного излучения, равной ~100 Дж, часть грунта испарится и произойдет последующее излучение световой энергии. При высоте полета ОИС, равной 10 км, и площади приема регистрирующего фотоэлемента ~1 м^2 телесный угол приема излучения равен ~10^{-8} ст. Если лучеиспускательная способность E_T равна хотя бы 1 % от энергии импульса, а излучение предположить изотропным по всем направлениям, то принимаемая энергия равна ~10^{-11} Дж. Чувствительность современных фотоумножителей равна ~10^{-19} Дж, что намного меньше величины энергии падающего на фотоэлемент потока лучистой энергии. Для большей эффективности этого метода лазерный импульс посылается в зону подрыва капсулы (рис. 2). Так, последовательно записывается спектр испарившейся породы не только в плоскости орбиты, но и всего небесного тела в целом путем поворота плоскости орбиты. Зарегистрированные с привязкой по месту спектры анализируются либо бортовой системой, либо сразу передаются на Землю.

Не менее перспективен лазерный метод и в задачах поиска и картирования поверхности Луны на содержание He_3 (рис. 3). Для этого одну из частей капсул (рис. 4) снабжают зарядом ВВ, содержащим гранулы термита. При подрыве этой части эти горящие гранулы взрывом внедряются в окружающий реголит и прогревают прилегающий к капсуле объем породы до температуры свыше 400 °С (рис. 5). В результате He_3 образует облачко над зоной подрыва, которое доступно для изучения лазерными методами (рис. 3).

Полученные данные по химическому составу поверхности позволяют перейти к изучению геологического строения поверхности планеты, что осуществляется методом забора проб грунта и/или возбуждения сейсмического импульса. При этом в функции рассматриваемого метода входит уже не только обеспечение излучения сейсмического импульса, но одновременно использование энергии взрыва для вертикального выброса раздробленного грунта вверх на орбиту ОИС (см. рис. 2). С учетом

параметров траектории, характеристик метательного заряда с борта космической лаборатории на поверхность изучаемой планеты доставляется капсула, которая переводится на траекторию встречи с поверхностью планеты с помощью ракетного двигателя или баллистическим методом. Точка встречи с поверхностью планеты рассчитывается на бортовой ЭВМ. В простейшем случае капсула с зарядом взрывчатого вещества должна быть запущена из летательного аппарата так, чтобы двигалась в том же направлении траектории, касающейся поверхности планеты в точке, противоположной точке запуска (т.е. по полуэллипсу). Разность полупериодов космического аппарата и капсулы с зарядом взрывчатого вещества (ВВ), т.е. время запаздывания рассчитывается по формуле

$$\Delta t = \frac{\pi}{\sqrt{k}}\left(a_1^{3/2} - a_2^{3/2}\right), \qquad (1)$$

где a_1, a_2 – большие полуоси космического аппарата и космической капсулы; $k = \gamma M$, γ – постоянная тяготения, *M* – масса планеты.

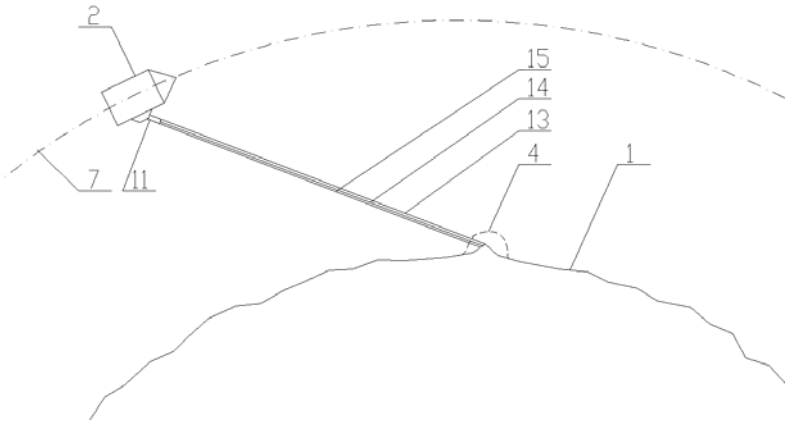


Рис. 3. Схема поиска и картирования He_3

1–11 – то же, что и на рис. 2. 13 – луч лазера, осуществляющий резонансное возбуждение молекул He_3 в облачке над воронкой 4; 14 – тепловой луч для прогрева поверхности геологической структуры (например, центральной горки кратера) и луч резонансного прогрева-сопровождения 15.

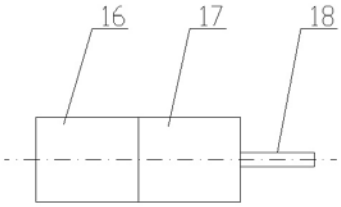


Рис. 4. Принципиальная схема капсулы 5 (рис. 2, 3) 16 – часть с ВВ дробления и выброса реголита и горной породы на орбиту аппарата 2; 17 – заглубляемая часть (до 50 м) с ВВ, формирующим сейсмический импульс; 18 – кавитатор

Для Луны:

$$\Delta t = 0.045\left(a_1^{3/2} - a_2^{3/2}\right),$$

или

$$\Delta t = 1.41h,$$

где h – высота в километрах.

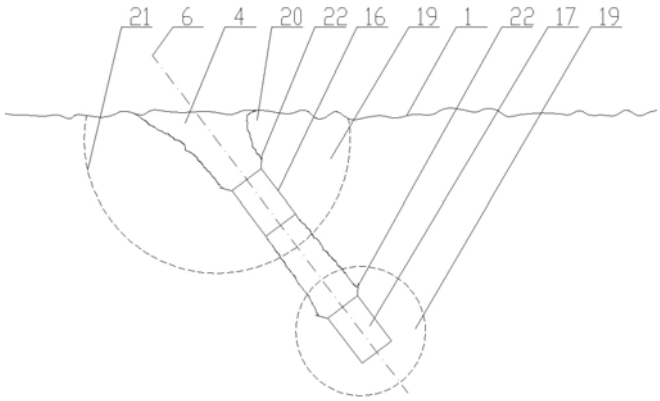


Рис. 5. Принципиальная схема воронки 1–17 – то же, что и на рис. 1, 2, 4. 19 – зона пластической деформации и/или прогрева реголита гранулами термита (случай глубинного взрыва сейсмического просвечивания); 20 – верхняя часть канала пенетрации; 21 – граница прогрева; 22 – тормозные щитки части с зарядом ВВ для выброса реголита на орбиту.

Скорость, которая должна быть придана заряду ВВ относительно космического аппарата, равна разности скорости космического аппарата и афелийной скорости космического заряда. (Возможны и другие варианты сброса.) При снижении капсулы она буде длительное время в поле зрения космического аппарата, что может быть использовано для оптического и радиолокационного слежения за космическим зарядом. В случае полета космического заряда над обратной стороной Луны, чтобы место падения и взрыва было на видимой стороне и могло наблюдаться также с Земли. Частицы грунта планеты, выбрасываемые вверх в виде пылевидного выброса при взрыве капсулы, достигают траектории заборного устройства космического аппарата в момент пролета последнего над точкой встречи. Частички тормозятся и захватываются заборным устройством. Поскольку при сбросе капсулы возможны

возмущения траектории, снижающие эффективность забора микропроб грунта, то в некоторых случаях более целесообразно капсулы с метательными зарядами расположить заранее на поверхности планеты на заданных глубинах. Более того, если пойти на незначительное усложнение капсул, то их доставку параллельно можно вести по схеме сейсмотомографического просвечивания. Для этого каждая из капсул будет состоять из двух частей: одна – более глубокого проникания, предназначена для возбуждения только сейсмического импульса, другая – приповерхностного расположения, для организации пылевого выброса. Поскольку каждая из частей снабжена радиовзрывателем, то каждая капсула (рис. 7) может возбуждать три сейсмических импульса (рис. 8): 1-й – от удара капсулы о грунт Луны; 2-й – от подрыва заряда, предназначенного для собственно просвечивания Луны; 3-й – для организации пылевого выброса.

Глубину проникновения *h* капсулы (как снаряда) в грунт (рис. 8) без кавитатора можно определить, например, по эмпирической формуле:

$$h = k\frac{G}{D^2}v\sin\alpha, \qquad (2)$$

где *G* – вес снаряда, кг; *D* – диаметр снаряда, м; α – угол между траекторией и касательной к поверхности в точке столкновения; *k* – эмпирический коэффициент, характеризующий свойства грунта; *v* – скорость снаряда.

Скорость частиц грунта, выброшенных из воронки, в грубом приближении можно определить из условия:

$$M\frac{u_0^2}{2} + E_0 = E_{\text{ВВ}}, \qquad (3)$$

где $E_{\text{ВВ}}$ – энергия, выделяемая при взрыве заряда ВВ; *M* – масса грунта, выброшенного из воронки; u_0 – средняя скорость частиц грунта; E_0 – энергия, необратимо затрачиваемая при выносе массы на поверхность планеты.

Отсюда скорость частиц грунта, выброшенных при небольшом заглублении, определится простым соотношением:

$$u_0 = \sqrt{\frac{2E_{\text{ВВ}}}{M}} = \sqrt{\frac{6E_{\text{ВВ}}}{\rho h h_0 r_0^2}}, \qquad (4)$$

где h_0 – глубина воронки; r_0 – размеры воронки; ρ – плотность грунта.

Интересующая нас средняя проекция скорости на нормаль найдется из соотношения:

$$u_0^{(n)} = \frac{1}{\beta}\int_0^{\beta} u_0\cos\varphi d\varphi = \frac{u_0\sin\beta}{\beta},$$

где β – угол выбрасываемого пылевого конуса.

Из средней проекции скорости на нормаль нетрудно определить размеры пылевого выброса:

$$R = \frac{u_0^{(n)^2}}{2g_{Л}}, \tag{5}$$

где

$$g_{Л} = \gamma \frac{M}{R^3}.$$

Масса выбрасываемой на поверхность планеты пылевого вещества определяется:

$$M = \frac{\pi}{3} \rho h_0^3 \mathrm{tg}^2 \varphi_0, \tag{6}$$

где ρ – плотность грунта планеты; h_0 – глубина проникновения снаряда; φ_0 – угол раствора конуса.

Учитывая, что для лунного грунта $\rho_{ср} = 1.6$ г/см^3, из формулы (6) получаем массу выбрасываемого пылевого облака:

$$M \sim 100 \text{ кг}.$$

Принимая, что частицы лунного грунта имеют линейные размеры от 0.1 до 2 мм, а размеры пылевого облака R = 2 км, β = 35°, средняя плотность частиц окажется равной

$$n \sim 4 \text{ частиц/м}^3.$$

Заборное устройство на высоте 1 км сможет зарегистрировать ~ $4 \cdot 10^3$ частиц, что достаточно для проведения анализа геологического строения планеты.

В соответствии с особенностями полученных указанными методами атласов химического и геологического строения поверхности небесного тела приступают затем к взятию заглубленных проб грунта, расположенных в наиболее интересных участках планеты. В воронку, образовавшуюся от предыдущего взрыва капсулы, дно у которой имеет интересный химический и структурный состав пород, снова направляют капсулу с более мощным метательным зарядом. Взрывом этого заряда снова образуется пылевой выброс из более глубинных пород планеты. Грунт выброса забирается лабораторией.

Вес космической лаборатории, предназначенной для реализации данного метода, намного меньше по сравнению с весом применяемых в настоящее время систем. Таким образом, предлагаемым методом можно получить подробные атласы химического и минералогического состава поверхностных и подповерхностных пород планеты.

Предлагаемая программно-методическая разработка геолого-геофизических и геохимических исследований небесных тел,

лишенных атмосферы, ориентирована на Луну, но с незначительными модификациями эффективна для всех аналогичных тел Солнечной системы, а с использованием новых принципов возврата грунта допускает и изучение Марса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галимов Э.М. Сосотояние и перспективы исследования Луны и планет // Вест. РАН. Сер. геофиз. 2004. Т. 74, № 12. С. 1059–1081.
2. Станюкович К.П. Физика взрыва. М.: Наука, 1975.
3. Изнар А.Н., Павлов А.В., Федоров Б.Ф. Оптико-электронные приборы космических аппаратов. М.: Машиностроение, 1972.
4. Станюкович К.П. Элементы теории удара твердых тел с большими (космическими) скоростями // Искусственные спутники Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 4.
5. Хаврошкин О.Б., Хрусталев А.Б. Сейсмичность Луны: проблема периодичностей минутного диапазона // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 1. С.106–110.
6. Галимов Э.М., Смирнов В.Е. Способ забора грунта планеты и устройство для его осуществления: Патент № 2132803. Приоритет от 30 дек. 1997 г.

НОВЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА В ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОК»

Цельмович В.А.
Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, 152742, Россия, Ярославская область, Некоузский район, поселок Борок, tselm@mail.ru

NEW AND PERSPECTIVE OPPORTUNITIES OF THE MICRIPROBE ANALYSIS IN GEOPHISICAL OBSERVATORY “BOROK”

Tselmovich V.A. GO “Borok” IFZ RAN, 152742, Russia, Yaroslavl region, Nekouz district, Borok

The results of long-term work with use of a method of the microprobe in Geophysical observatory "Borok" were submitted. It was shown, that the method actively used and develops. With its use various geophysical problems are solved. Use of a new device for cathode-luminescence will give many opportunities for the analysis of minerals. Intensity of the cathode-luminescence radiations is strongly connected to density of defects which depend on such factors, as temperature of formation, speed of cooling, deformation and a radioactive irradiation. The review of opportunities of perspective method of the Electron Backscatter

Diffraction (EBSD) are given. The method EBSD enables studying minerals with higher localness. The chemical compound and structure of minerals will be studied simultaneously. The opportunity of research of phase structure metamorphic breeds (with diagnostics of quartz and coesite), researches of deformations metamorphic breeds with allocation of grains with different orientation of crystals will appear.

В Геофизической обсерватории «Борок» филиале ИФЗ РАН (ГО) с 1976 года эксплуатируется электронно-зондовый микроанализатор «Камебакс» (микрозонд, ЭЗМА). На нем постоянно проводятся исследования химического состава минералов различных горных пород для 6 лабораторий ИФЗ: физико-химических исследований тектоносферы, проблем геодинамики и геотектоники, главного геомагнитного поля и петромагнетизма, тектоники и геодинамики, физико-химических и магнитных методов анализа вещества горных пород, древнего геомагнитного поля. Выполняются совместные работы с другими лабораториями и институтами. Сложилась кооперация с рядом институтов РАН: ГИН РАН, ИЭМ РАН, Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Институтом геологии Карельского научного центра РАН и др. Микрозонд в ГО «Борок» - единственный в РФ микрозонд, на котором направленно изучаются образцы для палеомагнитных исследований. Решается фундаментальная задача палеомагнетизма по отбору образцов с первичной намагниченностью. Опубликованы сотни научных статей.

Причинами очень высокой популярности микрозондов в геологии, особенно в минералогии и петрографии являются [1]:

1) пробоподготовка непосредственно из камня с применением традиционных технологий изготовления полированных шлифов;
2) ЭЗМА действительно неразрушающий аналитический метод;
3) все элементы с атомными номерами выше 10 могут определяться примерно с одинаковой погрешностью и чувствительностью;
4) пределы обнаружения для большинства элементов достаточно низкие, чтобы во многих случаях определять элементы-примеси;
5) время одного анализа достаточно короткое (от 1 до 5 мин);
6) поперечная разрешающая способность (локальность) порядка 1 мкм достаточна для решения большинства геологических задач;
7) индивидуальные зерна минералов можно анализировать *in situ*, с учетом особенностей их макроструктурного строения;

В 2006 году в ГО был запущен принципиально новый микрозонд «Тескан Вега II» с энергодисперсионным и волновым спектрометрами. Этот микрозонд позволил поднять скорость

анализа по сравнению с микрозондом «Камебакс» предыдущего поколения в сотни раз, что позволило ставить новые задачи по изучению состава минералов и горных пород и решать их на качественно ином уровне. В результате, с использованием полученных на этом приборе результатов, за 3 года было опубликовано более 50 научных работ (некоторые из них приведены в [2-4]. В октябре 2009 года на этом приборе предстоит смонтировать приставку для катодолюминесценции (КЛ) фирмы Gatan. Это значительно расширит аналитические возможности микрозондового аналитического комплекса и позволит получать новую информацию при анализе алмазов, кварца, корунда, рутила, касситерита, бенитонита, виллемита, галита, флюорита, шпинели, кальцита, доломита, каолитина, апатита, барита, стронционита, сфалерита, циркона, полевого шпата, жадеита, диопсида, волластонита, форстерита, энстатита и других минералов [1]. Интерпретация элементного анализа при КЛ эмиссии достаточно сложна, но применительно к геологии с помощью катодолюминесцентных изображений можно получать информацию, которая недоступна другим методам. Надо отметить, что находки импактных алмазов (а также муассанита и корунда) в ГО была сделана благодаря катодолюминесценции алмаза ещё до появления специализированной приставки благодаря наблюдению свечения этих минералов под электронным зондом [4]. Катодолюминесценция имеет место в различных минералах и возникает в связи с наличием дефектов кристаллической структуры или следов элементов. Интенсивность некоторых форм КЛ излучения сильно связана с плотностью дефектов, которые зависят от таких факторов, как температура формирования, скорость охлаждения, деформация и радиоактивное облучение. КЛ – изображения могут играть полезную роль в петрографии наряду с изображениями в отраженных электронах (BSE) и оптической микроскопией. Кварц дает сравнительно невысокую интенсивность КЛ-излучения, но когда ни BSE, ни рентгеновские изображения не дают никакой дополнительной полезной информации, BSE-КЛ изображения могут сыграть особую роль. Изменения КЛ-эмиссии могут быть связаны с дефектами структуры и одновременно с наличием в кварце следов таких элементов, как Al и Ti. В песчанике различия между привнесенным и аутигенным кварцем видны сразу, первый светится ярче, так как он кристаллизовался при более высоких температурах, благодаря чему имеет более высокую плотность дефектов. Кроме того, активнее проявляются детали цементации, рекристаллизации, залечивания изломов и др. В вулканических породах видны зоны роста, невидимые другими

методами, а заполненные микротрещины ярче проявляются в КЛ изображениях благодаря более высокой плотности дефектов. Также можно наблюдать деформационные ламели в кварце, возникшие в результате метеоритного удара. Они проявляются как темные линии, так как очень высокая плотность дефектов подавляет КЛ-излучение. В катодолюминесцентных изображениях появляются эффекты, связанные с ростом кристаллов и их изменениями в процессе существования, подобные тем, что проявляются в кварце. Разница между плагиоклазом и ортоклазом обеспечивает идентификацию их в тонкозернистых прорастаниях. Люминесцирует кальцит (с оранжевой КЛ эмиссией, возбуждаемой Mn) и доломит (с красноватой подсветкой), что полезно при их идентификации. Заметные полоски можно видеть в кальцитовых прорастаниях, связанных с изменением содержания Mn и Fe, гасящих КЛ эмиссию. Катодолюминесценция циркона хорошо показывает процесс его роста. Катодолюминесцентные изображения используют при изучении цирконов в осадочных породах для выбора в них зон для U-Pb датировки.

В качестве перспективного метода микрозондового анализе следует отметить метод дифракции обратно рассеянных электронов (ДОРЭ или EBSD). EBSD – аббревиатура метода исследования кристаллических объектов посредством электронной микроскопии с использованием дифракции обратно рассеянных электронов. EBSD – техника, позволяющая проводить количественное исследование кристаллографической ориентации, фазового состава, текстуры и межзеренных границ на наноуровне (размер изучаемой области – от 10 нм). Метод этот поистине революционный и позволяет решать многие минералогические, геологические и геофизические задачи, в которых изучается структура минералов как индикатор условий их образования и последующих изменений. Становятся возможными исследования фазового состава метаморфических пород (с диагностикой кварца и коэсита), исследования деформаций метаморфических пород с выделением зерен с разной ориентацией кристаллов.

Подобного оборудования в ГО «Борок» пока нет, нет его и в институтах ОНЗ РАН. Однако его возможности поистине революционны для анализа геологических объектов, постановки новых задач по изучению вещества на наноуровне. На приборе, оборудованной приставками для ДОРЭ (EBSD) и для энергодисперсионного анализа, возможно изучение как структуры, так и состава минеральных фаз. При этом достижима высокая локальность определения структуры, что существенно превышающей локальность ЭЗМА. Показательно, что микрозонды

практически всех производителей, представленных на выставках аналитического оборудования, снабжаются теперь приставками для ДОРЭ. Первые исследования, проведенные мною на выставках, показали возможность эффективного изучения структуры магнитных минералов. Поэтому целесообразна постановка вопроса о создании ЦКП для работ по ДОРЭ.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. Москва: Техносфера, 2008– 32 с.
2. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли.2008,7.С.42-57
3. Геншафт Ю.С., Гапеев А.К., Грибов С.К., Цельмович В.А. Горные породы и минералы как объекты геофизических исследований // «Физика Земли», №10, 2008, с.35-39
4. Grachev A.F. (Ed.) (2009) The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction // Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt. Bd.63. 199 p. DOI: 10.2205/2009-GAMSbook. 200 p.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДИАГРАММ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ОДНОРОДНЫХ БЛОКОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Чижова И.А., Лобанов К.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), tchijova@igem.ru

QUANTITATIVE ESTIMATION OF PETROPHYSICS DIAGRAM'S VARIABILITY AND ITS USING FOR ALLOCATION OF HOMOGENEOUS BLOCKS OF TECTONIC STRUCTURES

Chizhova I.A., Lobanov K.V.
Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS (IGEM RAS)

Как известно, 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.

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.

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

Система признаков для описания диаграмм

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 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:

$$\varphi^k(x) = \sum_{j=1}^{N} p_j^k y_j^k - \sum_{j=1}^{N} p_j^k (1-y_j^k)$$

$$p_j^k > 0 \quad p_j^k < 0$$

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.

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.

Изменения пространственного распределения значений функции принадлежности выделенных групп петрофизических диаграмм позволяют определять границы однородных блоков с проявлением сходных геологических ситуаций. На рисунке представлен фрагмент графика изменения значений изучаемых функций с глубиной (на участке 4000-4500 м Кольской сверхглубокой скважины), на котором можно четко выделить зоны перехода из одного состояния в другое.

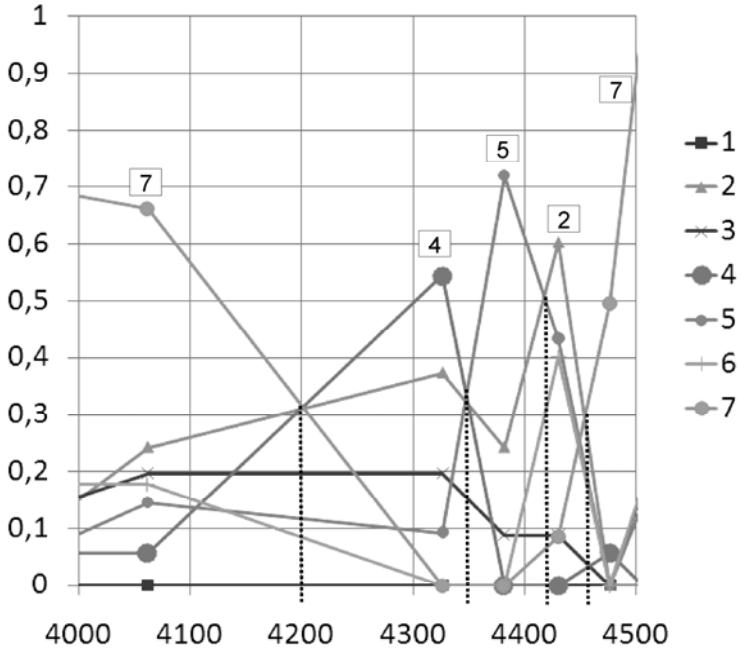


Рис. График изменения значений функций принадлежности группам 1-7 на глубине 4000-4500 м Кольской сверхглубокой скважины

Таким образом, предложенная технология определения количественной оценки изменчивости петрофизических диаграмм может быть использована для выделения однородных блоков тектонических структур.

ФЛЮИДНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Шмонов В.М.[a], Жариков А.В.[b], Витовтова В.М.[a]
[a]Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, e-mail: shmslava@yandex.ru; vil@igem.ru
[b]Институт геологии рудных месторождений РАН. Москва

FLUID PERMEABILITY OF THE OCEAN CRUST (EXPERIMENTAL DATA)

Shmonov V.M., Zharikov A.V.[b], [a]Vitovtova V.M.[a]
[a]Institute of experimental mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia
[b]Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow, Russia

A trend of ocean crust permeability was constructed on the basis of experimental data on the permeability of limestone, sandstone, dolomite, basalt and serpentinite. The permeability, k (m^2), decreases with depth, *H* (km), according to exponential function lg*k* = -16.38 – 0.461*H*·ln*H* (for grad *T* 30 °/км), and lg *k* = -18.49 – 0.796*H*·ln*H* (for grad *T* 133 °C/км).

Опыт построения профиля проницаемости континентальной коры по нашим экспериментальным данным дал положительный результат. Профиль хорошо согласуется с трендами, построенными по геологическим данным другими авторами. В лаборатории моделирования рудных месторождений Института экспериментальной минералогии РАН и Института геологии рудных месторождений РАН выполнены систематические исследования проницаемости горных пород при температурах до 600 °С и эффективных давлениях до 2000 бар. Наличие экспериментальных данных о проницаемости известняков, доломитов, песчаников, базальтов и серпентинитов при высоких температурах и давлениях дало нам возможность построить тренд проницаемости трехслойной океанской коры.

Строение и мощность океанской коры.

Океанская кора характерна для Мирового океана. Мощность ее колеблется от 5 до 12 км, составляя в среднем 6-7 км. В океанской коре выделяются три слоя: верхний слой рыхлых морских осадочных пород до 1 км мощностью; средний, представленный переслаиванием базальтов, карбонатных и кремнистых пород, мощностью 1-3 км; нижний, сложенный основными породами [1].

Эффективное напряжение в океанской коре подчиняется соотношению Терцаги. Соотношение показывает, что эффективное напряжение, σ, в пористой среде обязано своим существованием плотности твердого материала, ρ_r, за вычетом плотности воды, ρ_w, которую он вытесняет. Важным следствием соотношения Терцаги является то, что эффективное напряжение в открытых системах не зависит от мощности слоя воды над пористым водонасыщенным материалом и определяется как

$$\sigma = (\rho_r - \rho_w) \cdot gh \cdot (1-\Phi) \qquad (1)$$

где g - нормальное ускорение, h- высота вышележащих толщ и Φ – пористость пород. Однако это утверждение имеет силу только для изотермических систем. Если же порода находится в поле переменных температур, плотность воды является функцией как температуры, так и гидростатического давления. Поэтому при расчете эффективных напряжений в океанской коре учитывались изменения плотности воды с глубиной океана.

Температура океанской коры. В основании океанской коры давление составляет не более 2 кбар, а температура 150 – 200 °С. Поэтому температурный градиент может находиться в диапазоне 12.5 – 40 °С/км. Для низкоспрединговых хребтов типа САХ характерно, что они имеют рифтовую долину шириной несколько десятков километров. В осевой зоне долины под слоем базальтов

на глубине 3-4.5 км фиксируются магматические очаги (температура ~ 1200 °С), определяющие активные гидротермальные процессы, протекающие в рифтовых зонах [2]. На расстоянии около 10 км от осевой зоны температура составляет 600 °С [2]. Поэтому температурный градиент находится в пределах от 150 °С/км на окраинах долины до 300 °С/км над магматическим очагом.

Принятые параметры океанской коры. Учитывая разнообразие строения океанской коры, возможные погрешности в оценках тепловых потоков, неопределенность состава пород и P-T диапазон экспериментальных данных в расчетах и построениях нами были приняты следующие параметры:

1. Глубина океана 4 км.
2. Мощность океанской коры равна 8 км.
3. Кора трехслойная: первый слой (сверху вниз) имеет мощность 1 км и состоит из осадочных пород; второй – состоит из базальтов и имеет мощность 3 км; третий слой (нижний) имеет мощность 4 км и состоит из серпентинитов.
4. Плотность осадочных пород принята 2.2 г/см^3, плотность базальтов - 3 г/см^3, серпентинитов - 2.6 г/см^3.
5. Плотность океанской воды, заполняющей поровое пространство пород при высоких температурах и давлениях, принималась по термодинамическим свойствам чистой воды.
6. Пористость базальтов принята 3.24% как среднее значение по 4 образцам [3], пористость серпентинитов 2.61% по 11 образцам [3] и пористость осадочного слоя 0.66% по данным работы [3].
7. Проницаемость осадочных пород принята по данным [3]. Проницаемость базальтов и серпентинитов при температурах до 600 °С и эффективных давлениях до 1500 бар приняты по данным работы [3].
8. Океанская кора полностью водонасыщенна.
9. Эффективное давление в разрезе океанской коры нарастает с глубиной согласно уравнению Терцаги (1).
10. Температура возрастает с глубиной равномерно. Для областей с низким тепловым потоком принят градиент 30 °С/км; для областей с высоким тепловым потоком – 133 °С/км.

Построение кривых. Наши экспериментальные данные о проницаемости пород в работе [3] представлены для кратных значений эффективных давлений 150, 300, 500, 800, 1000, 1200 и 1500 бар. По уравнению

$$\sigma = (\rho_c - \rho_w)gh_c(1-\Phi_c) + (\rho_b - \rho_w)gh_b(1-\Phi_b) + (\rho_s - \rho_w)gh_s\,(1-\Phi_s \qquad (2)$$

было определено, каким глубинам соответствует вышеприведенный ряд эффективных давлений. В уравнении индексы *c, b*, и *s* относятся к породам осадочного слоя, базальтам и

серпентинитам соответственно. При градиенте температур 30 °С/км экспериментальные данные по доломитам и известнякам могут быть использованы для глубины 1 км; по базальтам - для глубин 1.9 и 2.9 км, а данные по серпентинитам - для глубин 4.5, 5.7 и 6.9 км. При температурном градиенте 133 °С/км экспериментальные данные по известнякам могут быть использованы для глубины 1 км; по базальтам - для глубин 1.8, 2.7 и 3.8 км, а данные по серпентинитам для глубины 4.6 км. Температура на соответствующих глубинах для районов с различными тепловыми потоками определялась из соотношения $T = H \times (\mathrm{grad}T)$. Значения проницаемости находили интерполяцией экспериментальных данных по температуре при постоянном эффективном давлении. Погрешность значений проницаемости для интервала от 10^{-17} до 10^{-20} м^2 оценивается ± 10 – 25 %; ниже 10^{-20} м^2 – ошибка составляет ± 20 – 35 %.

Тренд проницаемости океанской коры.

Ширина интервала проницаемости на различных глубинах для базальтов и серпентинитов может достигать 3.5 десятичных порядков. Однако в пределах этого интервала подавляющее число образцов каждого типа пород показывает закономерное уменьшение проницаемости с глубиной. Последнее позволило охарактеризовать и общую закономерность как уменьшение проницаемости пород океанской коры с глубиной. Зависимость k–H может быть представлена уравнением $\lg k = a + b \cdot H \cdot \ln H$. Для k-H кривой при низких тепловых потоках уравнение имеет вид

$$\lg k = -16.38 - 0.461 \cdot H \cdot \ln H \qquad (3)$$

и

$$\lg k = -18.49 - 0.796 \cdot H \cdot \ln H \qquad (4)$$

при высоких тепловых потоках.

Изменение проницаемости с глубиной для температурного градиента 133 °С/км приведена на рис. 1

Ширина доверительного интервала с 99% вероятностью ограничена крайними кривыми. Проницаемость, установленная по данным глубоководного бурения, хорошо согласуется с экспериментальным трендом и находится в пределах доверительного интервала.

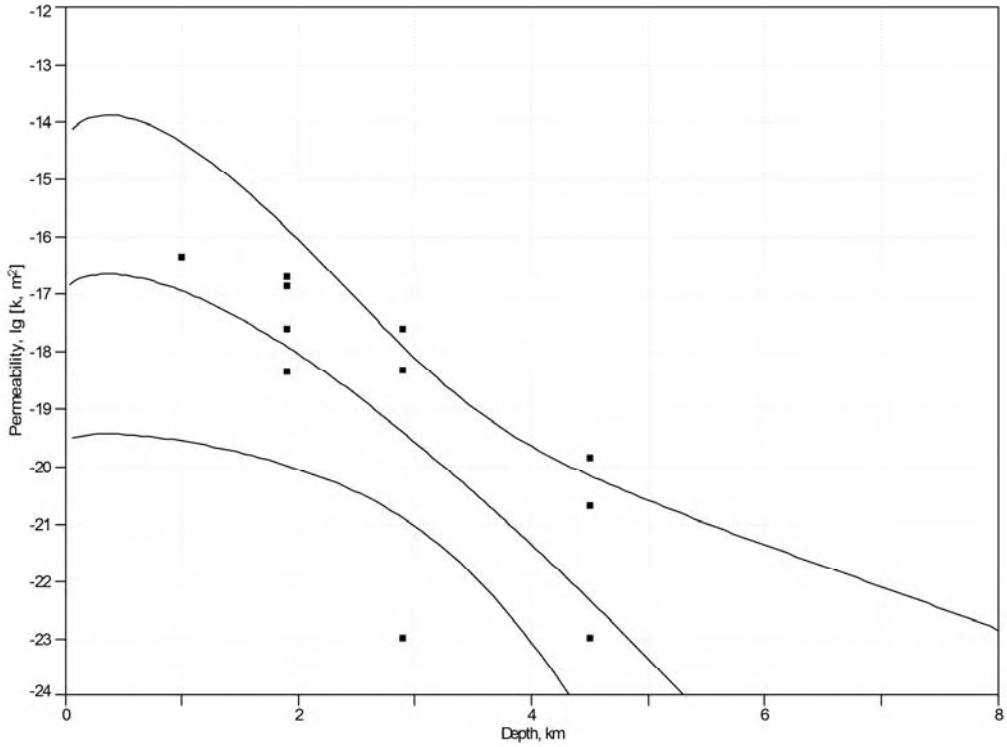


Рис.1. Тренд проницаемости океанской коры для градиента температур 133 °С/км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сорохтин О.Г. Модель образования океанических рифтовых зон // Подводные геологические исследования в обитаемых аппаратов. М.:Наука,1985. С.206-209.
2. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
3. Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры // М., Научный Мир, 2002, 216 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ПРИ ПОДЪЁМЕ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА.

Юркова Р.М., Воронин Б.И.,
Институт проблем нефти и газа РАН, 119991, Москва, ул. Губкина, 3, Россия, e-mail: bivrmyrzb@mtu-net.ru

FORMATION OF GARNET AMPHIBOLITE AND ECLOGITE LIKE ROCKS RELATED WITH THE MANTLE DIAPIR UPLIFT IN THE FOREARC ZONE.

Yurkova R.M., Voronin B.I.,
Institute of Oil and Gas Problems RAS, Gubkin str. 3, 119991, Moscow, Russia, e-mail: bivrmyrzb@mtu-net.ru

This research was conducted in the northwest Pacific active continental margin: Sakhalin, Kamchatka, Koryaks range, Karagin Island, Shirshova range in Bering Sea. The formation of ophiolite is related to the development of magmatic-metamorphic diapir in the lithospheric wedge above Benioff zone. Amphibolite and eclogite like rocks have been formed at the expense of gabbronorite and gabbro-diabase sill-dike complex as a result of dynamothermal metamorphism.

Формирование офиолитов северо-западной Тихоокеанской окраины происходило в результате подъёма диапира магматическо-метаморфических пород в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб [Юркова, Воронин, 2006]. Реконструирована следующая последовательность этапов образования офиолитовой ассоциации.

1. Начало подъема крупного мантийного диапира ультрабазитов дунит- гарцбургитового состава. Глубина 40-50 км, T=600-700°C. Этап отмечен псевдоморфной серпентинизацией с образованием антигорита и природных сплавов железо-никель.
2. Внедрение в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава (пиролит?). В дунит-гарцбургитовых ультрабазитах продолжалась серпентинизация с образованием лизардита. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные (T=900°C) биметасоматические слои (оливин, бронзит, диопсид).
3. Формирование полосчатой серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая

кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогаббронoритовые (T=900°C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T=550-700°C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты и пироксениты подверглись автометаморфической амфиболизации (T=700-800°C) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита.

Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации (T=830-880°C) с повышением основности плагиолазов. В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, характеру деформационной изогнутости полос, высокотемпературная перекристаллизация габбронoритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габбронoритов по сравнению с неперекристаллизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габбронoритах (таблица 1). Эти значения выше верхнего предела отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин (Шараськин 1984). Кроме того, экранирование габбронoритов серпентинитами способствовало сохранению в них высоких содержаний европия (см. табл. 1). В зонах повышенных температур (T=700-800°C и давлении (P>5 бар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью. Таблица 1. Изотопный состав стронция в плагиоклазах габбронoритов.

Эклогитоподобные породы состоят из диопсида эденитовой роговой обманки и альмандин-пиропового граната (табл. 2).

Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габбронноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых амфиболов было связано с глубинным локальным постсолидусным (T=800°C) динамометаморфизмом габбронноритов и биметасоматических пород. Эти преобразования совпадали по времени с автометаморфическими изменениями габбронноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных напряжений. Для зон разлинзования внутри полосчатых комплексов характерны также филлониты, в том числе гранатсодержащие (обр. 381), сформированные за счет гранатовых амфиболитов и возможно эклогитоподобных пород. Порфиробласты альмандина в филлонитах отличаются низким содержанием пиропового минала (см. табл. 2). Уменьшение содержаний пиропового минала в гранате по сравнению с исходными породами можно связать с его перекристаллизацией в условиях более низкотемпературного динамотермального метаморфизма. Для оценки условий образования гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород, было обращено внимание на индикаторную роль размеров элементарных ячеек в структуре амфиболов. В выборке образцов роговых обманок из зон термального и динамотермального метаморфизма наименьшее значение объема элементарной ячейки наблюдались для высокобарических (больше 5 кбар) роговых обманок.

Номер образца	42	28-1	528	512	512	115-1	115-5	120
Тип породы	Первый					Второй		
Состав плагиоклазов (% An) в исследованной навеске*	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
Типы плагиоклазов. % масс.: Негранулированные Гранулированные С включениями пренита	60 10 0	10 75 15	10 85 5	10 85 15	10 75 15	95 5 нет	95 5 нет	95 5 нет
То же. серицита	30	0	0	0	0	“	“	“
Зерна пренита	нет	+	нет	+	++	“	“	“
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (±0.00006 – 0.00010)	0.70446	0.70511	0.70493	0.70501	0.70503	0.70400	0.70393	0.70384
Содержание Eu. г/т	Не опр.	0.047	0.056	Не опр.	Не опр.	0.127	0.226	0.094

*Фракция 0.1 – 0.05 мм весом 120 - 300 мг.

Примечание. + - единичные зерна; ++ - 15 - 10% объема фракции; содержание Eu - по данным А.А. Пейве [1984]. Анализы изотопного состава стронция выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН.

Таблица 2. Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в минералах эклогитоподобной породы по данным электронно-зондового микроанализа.

Компо-ненты	1	2	3	4	Компо-ненты	1	2	3	4
SiO_2	45.24	50.86	38.57	39.28	Fe^{2+}	0.98	0.17	1.20	1.61
TiO_2	0.79	0.25	0.00	0.04	Mn	0.02	0.02	0.04	0.00
Al_2O_3	12.24	3.80	22.70	22.23	Mg	3.44	0.82	1.19	0.21
Cr_2O_3	0.00	0.13	0.00	0.10	Ca	1.82	0.92	0.60	0.77
FeO	8.04	5.32	18.82	24.36	Na	0.56	0.02	0.00	0.05
MnO	0.16	0.04	0.61	0.00	K	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.79	14.61	10.38	1.77	Сумма	7.57	2.01	5.03	4.72
CaO	11.73	22.99	7.34	9.07	Mg/(Mg+Fe)	0.78	0.83	0.50	0.12
Na_2O	1.96	0.27	0.00	0.29					
K_2O	0.07	0.02	0.02	0.01	En	Не опр.	43.00	Не опр.	Не опр.
Сумма	96.02	98.29	98.44	97.15	Fs	”	9.00	”	”
Ионы	23(0)	6(0)	12(0)	12(0)	Wo	”	48.00	”	”
Si	6.57	1.91	2.95	3.13	Альман-дин	”	Не опр.	40.00	62.00
Al^{IV}	1.43	0.09	0.05	0.00	Пироп	”	”	40.00	8.00
Сумма	8.00	2.00	3.00	3.13	Спес-сартит	”	”	1.00	0.00
Al^{VI}	0.66	0.08	2.00	2.08					
Ti	0.09	0.005	0.00	0.00	Са-ком-понент	”	”	19.00	30.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00					

Примечание: 1- эденитовая роговая обманка; 2-диопсид; 3-гранат; 4-гранат апогаббноритового филлонита (обр. 381).

Выборка исследованных образцов дополнена данными о роговых обманках динамотермального ореала Динарид и Уфалейского полиметаморфического комплекса [Литвин, Белковский, Остапенко, Петрунина, 1981; Pamic, Scavnical, Medjimores, 1973]. На диаграммах вырисовывается обратная зависимость между долей ионов Mg в октаэдрических позициях структуры и размерами элементарной ячейки. Таким образом, для рассмотренных породных асоциаций реконструируется полистадийная история формирования, которая, судя по высокобарическим и высокотемпературным условиям динамотермального метаморфизма, была связана с пластическими

деформациями плутонических комплексов при их дискретных перемещениях в основании зоны перехода примитивная дуга-желобв результате подъема серпентинизированного офиолитового диапира [Юркова, Воронин, 2006].

ЛИТЕРАТУРА

1. Литвин А.Л., Белковский А.М., Остапенко С.С, Петрупина А. А. Структуры основных парагенегических типов роговых обманок из пород Уфалейского полиметаморфического комплекса // Амфиболы метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1981. С. 4-18.
2. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984, 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).
3. Шараськин А.Я. Строение и тектономагматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинныхи внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 3. С. 44-56.
4. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.
5. Pamic J., Scavnical S., Medjimores S. Mineral assemblages of amphibolites associated with alpine-type ultramafic in the Dinaride zone (Yugoslavia) // J.Petrol. 1973. Vol. 14, № 1. P. 133-157.

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ МЕТЕОРИТНОГО ВЕЩЕСТВА. ПОДТВЕРЖДЕНИЕ СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ФОРМИРОВАНИИ ВНУТРЕННИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ

Баренбаум А.А.
Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва
azary@mail.ru

NEW VIEW ON THE NATURE OF METEORITIC SUBSTANCE. CONFIRMATION OF MODERN VIEWS ABOUT FORMATION THE INTERNAL GEOSPHERE SHELL OF THE EARTH

Barenbaum A.A.
Oil and Gas Research Institute RAS (OGRI RAS), Moscow, Russia

With positions of the new cosmogony concept [1] admitting destruction of a planet the Phaeton and bombardments of Solar system by galactic comets, germaneness of 2 problems are discussed: 1) opportunity of use

of the meteoric data for studying internal evolution of the Earth and 2) construction of general classification of meteorites as result of mixture of substance of internal environments of the Phaeton among themselves and with comets substance.

С позиций новой космогонической концепции [1], допускающей разрушение планеты Фаэтон и бомбардировки Солнечной системы галактическими кометами, обсуждается тесная связь 2 проблем: 1) возможность использования метеоритных данных для изучения внутренней эволюции Земли и 2) построение общей классификации метеоритов как результата смешения материала внутренних оболочек Фаэтона между собой и с кометным веществом.

Проблема 1. Четверть века назад А.П. Виноградов [2] предположил, что образование Земли началось с аккумуляции ее железоникелевого ядра, а последующая дифференциация мантии на оболочки шла уже на фоне присутствия металлического ядра планеты.

В подтверждение правильности этой идеи привлекаем внимание к глубокой аналогии в составе вещества внутренних оболочек Земли и основных классов метеоритов (табл. 1), если последние рассматривать [1], как определенным образом измененные в столкновениях с галактическими кометами фрагменты планеты Фаэтон, ранее существовавшей на месте современного пояса астероидов.

В левой части таблицы приведена вероятность падения на Землю метеоритов разных классов и групп по Сирсу и Додду [3], а в правой – объемы внутренних оболочек Земли по модели Харта и др. [4]. Для удобства сравнения все классы метеоритов в таблице расположены сверху вниз в соответствии с правилами Прайора [5], т.е. в порядке роста общего железосодержания и уменьшения концентрации Fe в силикатной части пород.

Табл.1. Вероятность падений метеоритов в сопоставлении с объемами основных внутренних оболочек Земли

Номер группы	Класс метеоритов	% падений	Оболочка Земли (нижняя граница, км)	Объем оболочки %
0	Углистые хондриты (C)	4.3		
I	Ахондриты	7.2	Земная кора (33)	1.55
II	Амфотериты (LL)	8.0	Верхняя мантия (420)	16.96
III	Оливин - гиперстеновые (L)	38.8	Переходная зона (670)	9.84
IV	Оливин - бронзитовые (H)	33.0	— “ — (1050)	13.39

V	Энстатитовые (E)	1.6	Нижняя мантия (2885)	41.87
VI	Сидеролиты	1.1	Внешнее ядро (5155)	15.69
VII	Сидериты	5.1	Внутреннее ядро (6371)	0.70

Каждому из основных классов метеоритов, исключая углистые, можно поставить в соответствие свой земной аналог. Разнородной группе магматических сильно брекчированных ахондритов – земную кору. Каменным хондритам с очень низким (LL), низким (L) и высоким (H) содержанием Fe, а также энстатитовым (E) метеоритам – соответственно породы верхней, средней и нижней мантии. А железокаменным и железным метеоритам – материал земного ядра.

Недифференцированные углистые C-хондриты, представленные слабоизмененным низкотемпературным кометным конденсатом [6], формировались в иных условиях и позже метеоритов других типов, они не имеют аналога и потому вынесены на нулевое место.

Рассматривая Фаэтон, как идентичную Земле планету, прервавшую эволюцию на относительно ранней стадии, и полагая частоту падений метеоритов пропорциональной объемам основных оболочек Фаэтона, можно предположить [1]:

- Нижней оценкой возраста Солнечной системы можно считать время отвердевания Fe-метеоритов «второго» типа (Fe II), которые по данным Соботовича [7] на 0.3-1.0 млрд. лет старше других групп метеоритов, включая железные «первого» типа (Fe I).
- Образование планет началось с обособления и роста их твердого FeNi-ядра при температурах и давлениях недостаточных для его полного плавления. Внешнее жидкое ядро и силикатные оболочки формировались позднее за счет плавления и дифференциации основной массы аккумулированного планетой вещества.
- Стратификация пород мантии на оболочки обусловлена как фазовыми переходами в железо-магниевых мантийных силикатах, так и изменением химического состава исходного вещества в ходе гетерогенной аккреции за счет уменьшения содержания в нем Fe.
- Преобразование вещества недр Земли активно продолжается в течение всей жизни планеты. Причем идет в сторону уменьшения объема ее внешних и роста внутренних зон. Одновременно происходит снижение контрастности соседних силикатных оболочек по химическому составу на границах фазовых переходов.

Проблема 2. В табл. 2. приведена классификация метеоритов [1], на наш взгляд, вполне удовлетворительно отражающая генетические связи метеоритов [8] разных классов и групп. Она

предполагает образование метеоритов вследствие смешения материала разных глубинных пород Фаэтона и кометного вещества. С целью упрощения схемы учтены только две компоненты вещества метеоритов – основной материал и преобладающая примесь.

Табл. 2. Схема генетических связей метеоритов

Основное вещество	Номер группы	Преобладающая примесь							
		0	*I*	*II*	*III*	**IV**	V	*VI*	*VII*
	0		**CI, CM, CR, CO, CV**						
	I		*A*	*Eu*	**Ho**	*She*	**Na**	*Mz*	
	II		**U**	**LL**				**Ps$_1$**	
	III		**Di**		**L**				
	IV		**Sha**			**H**			
	V		**Au**				**E**		
	VI		**Mz**	**Ps$_2$**				**FeI**	
	VII								**FeII**

Примечание. Приняты следующие обозначения классов метеоритов:

– хондриты – ахондриты – углистые – железные

LL – оливин-пижонитовые; Ps – палласиты; E – энстатитовые; U – уреилиты; L – оливин-гиперстеновые; Ho – говардиты; She – шерготтиты; Di – диагениты; H – оливин-бронзитовые; Na – наклиты; Sha – шассиньиты; A – ангриты; Fe – железные (I и II типы); Eu – эвкриты; Mz – мезосидериты; Au – обриты; CI, CM, CR, CO, CV – типы углистых хондритов в порядке убывания массы воды

Главная диагональ таблицы, за исключением ангритов, отведена метеоритам, вещество которых в результате столкновения тел в астероидном поясе не испытало химических изменений, либо смешалось с материалом своего типа. В недиагональных клетках таблицы размещены метеориты смешанного состава.

Углистые хондриты определены как вещество кометного конденсата и испарившихся частичек железа и каменного материала, отложенных при низких температурах на поверхности астероидов без посторонних включений – тип CI, либо в смеси с переохлажденными каплями (хондры) и мелкими обломками минералов разного исходного состава – все другие их типы. От CI к CV состав матрицы углистых хондритов меняется от водных до безводных минеральных ассоциаций, а количество в них инородных включений растет.

Ахондриты представляют продукты полного плавления и глубокого химического преобразования кометного вещества в поверхностных слоях крупных фрагментов Фаэтона. В соответствии с классификацией Мейсона [9], выделены две разновидности ахондритов с большей (низкокальциевые) и меньшей (высококальцевые) долей материала родителей. Бедные Ca (0÷3%) ахондриты: шассиньиты, уреилиты, диагениты и обриты, обнаруживают большее сходство с родительскими телами, чем их богатые Ca (5÷25%) аналоги: наклиты, шерготтиты, эвкриты, говардиты и особенно ангриты.

К ахондритам тесно примыкают мезосидериты, которые отличает высокое массовое содержание железа. По нашей классификации мезосидериты – это те же ахондриты, только образовавшиеся на обломках металлического ядра Фаэтона, либо при участии больших количеств Fe. По структуре и минеральному составу выделяют три группы мезосидеритов, характеризующиеся разной степенью однородности и преобразования различных включений [10].

Выделенные Явнелем [11] две группы палласитов, различающиеся содержанием Ni-Fe и степенью железистости силикатной фазы, определены как результат смешения силикатных расплавов с металлическим ядром Фаэтона, либо внедрения расплавленного металла ядра в породы нижней и средней мантии. А палласиты, содержащие оба типа метеоритного железа [10], – как продукты смешения внутреннего и внешнего ядер планеты.

Другие отличия среди железных метеоритов, позволяющие подразделить их по структуре на гексаэдриты, октаэдриты, атакситы и соротиты, и на 16 групп по содержанию примесных (Ni, P, S) и редких (Ir, Ga, Ge, Pb и др.) элементов, мы связываем с изначальной неоднородностью металлического ядра Фаэтона и с разными условиями охлаждения его фрагментов после гибели планеты.

Обыкновенные хондриты – им отведена центральная часть табл. – как и метеориты других классов, несут следы смешения вещества разных зон Фаэтона. Вследствие близости состава пород мантийных оболочек планеты, результаты такого смешения сводятся главным образом к изменению соотношения в метеоритах этого класса оливинов и пироксенов, а также увеличению вариаций в них железа.

При фрагментации Фаэтона вещество его мантийных оболочек могло не равновесно переходить через плавление из высоко барического в низко барическое состояние. Это должно было сопровождаться изменением его минерального состава с преимущественным образованием после остывания оливинов и

пироксенов, находящихся на ликвидусе [8] для пород соответствующего химического ряда. Поэтому в метеоритах LL-, L- и H-типов наиболее распространенным минералом оказывается оливин, а в энстатитовых ахондритах и хондритах, образовавшихся из пород, в составе которых оливин изначально отсутствовал, – пироксен.

Отлагавшийся на поверхности нагретых астероидных тел каменный материал подвергался термальному метаморфизму и плавлению. Эти процессы значительно влияли на степень выраженности и сохранности его хондритовой структуры, которую Ван Шмус и Вуд [12] предложили рассматривать в качестве петрологической характеристики вещества метеоритов.

Таким образом, с позиций космогонической концепции [1] удается предложить детальную классификацию метеоритов, связав ее с эволюцией планет земной группы на постаккреционной стадии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2010. 544 с.
2. Виноградов А.П. // Геохимия. №10. 1975. С.1427-1431.
3. Sears D.W., Dodd R.T. // Meteorites and the early Solar system. Univ. Arisona press. 1988. P.3-34.
4. Hart R.S. & all. // J. Geophys. Rev. 1977. V.82. P.1647-1654.
5. Prior G.T. // Mineralog. Mag. 1920. V.19. P.51-63.
6. Баренбаум А.А. // Кометный циркуляр. №419. Киев. 1990. С.9-10.
7. Соботович Э.В. Изотопная космохимия. М.: Атомиздат. 1974.
8. Мейсон Б. Метеориты. М.: Мир. 1965.
9. Додд Р.Т. Метеориты. Петрология и геохимия. М.: Мир. 1986.
10. Соботович Э.В., Семененко В.П. Вещество метеоритов. Киев: Наук. Думка. 1984.
11. Явнель А.А. // Геохимия. 1956. №2. С.36-41.
12. Van Schmus W.R., Wood J.A. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V.31. P.747-765.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А Авсюк Ю.Н. 24
Аксенов С. Н. 305, 307
Александров А.Н. 26
Александров П.Н. 26
Алексеев В.А. 30
Алешин А.П. 35, 265
Андреева О.В. 287
Аракчеева Я.А. 39
Арутюнян А.В. 43
Асадулин Э.Э. 270
Ахвердян Л.А. 47, 52

Б Бабушкина М.С. 55
Байчаров С.Н. 59
Багуля А.В. 170
Баженова Г.Н. 93
Баренбаум А.А. 362
Безаева Н. С. 305
Блюмкина М.Е. 334
Борисов А.А. 60
Борисовский С.Е. 150, 323
Бородулин Г.П. 62
Бретштейн Ю. С. 66
Булеев М.И. 270
Бурмистров А.А. 134
Буртный П.А. 174

В Васильев В.И. 78
Веливетская Т.А. 70
Величкин В.И. 35
Веселовский А.В. 82
Веттегрень В.И. 316
Виноградов Ю.К. 311
Витовтова В.М. 134, 353
Владимиров М.С. 170
Воронин Б.И. 358
Вревский А.Б. 84

Г Геворкян М.Р. 52
Геворкян Р.Г. 47, 52, 86
Геншафт Ю.С. 24, 86, 93, 98, 103, 278, 316
Глебовицкий В.А. 84
Голованова Л.В. 296
Головатая О.С. 108
Гончаров А.Г. 55, 84
Гончарова Л.А. 170
Горбатиков А.В. 35
Горбацевич Ф.Ф. 108, 274
Горбачев Н.С. 111, 194
Грачев А. В. 116
Гриненко В.А. 70, 74, 121
Гурбанов А.Г. 134

Д Дернов-Пегарев В.Ф. 225
Джеффрис Т. 209
Диков Ю.П. 270
Докукина К.А. 188
Дороничев В.Б. 296
Дорофеева В.А. 124, 301

Е Ермаков А.В. 125
Ермаков В.А. 125
Ермолаева В.Н. 302

Ж Жариков А.В. 134, 353
Жатнуев Н.С. 78

З Зевакин Е.А. 133, 136, 140, 144, 148
Зухубая Д.З 250

И Иванова М.А. 323
Ивлиев А.И. 170
Иволга Е.Г. 153
Игнатьев А.В. 74
Ильченко В.Л. 157, 161

К Калинина Г.В. 170
Каржавин В.К. 165
Карнаухова Е.Е. 174

Кашкаров Л.Л. 170
Керн Х. 108
Киреенкова С.М. 316
Клайн Б.И. 214
Клементьев Е.С. 307
Коболев В.П. 174
Ковалевский М.В. 178, 274
Коваленко Д.В. 182
Колесов Г.М. 116, 185, 218, 255, 302, 327
Комаров Вик.Б 35
Комаров Вл.Б 35
Конилов А.Н. 188
Коновалова Н.С. 170
Кононкова Н.Н. 228
Коптелов Э.А. 307
Корочанцев А.В. 323
Корочанцева Е.В. 74, 323
Корчин В.А. 174, 190
Костюк А.В. 111, 194
Кочемасов Г.Г. 198
Кравчук М.В. 174
Кронрод В.А. 202, 205
Кузюра А.В. 209
Кулик В.Б. 316
Куражковская Н.А. 214
Куражковский А.Ю. 214
Кусков О.Л. 202, 205

Л Лаврентьева З.А. 218, 255
Ладыгин В.М. 93, 98, 278, 334
Лебедев Е.Б. 221, 225, 228 231
Лебедь Ю.Б. 307
Леляев П.А. 234
Литвин Ю.А. 209
Лобанов К.В. 238, 242, 349
Лоренц К.А. 323
Луканин О.А. 246
Лучко М.В. 250
Люль А.Ю. 218, 255
Ляпин А.Г. 307

М Майбук З.-Ю. Я. 257
Мальковский В.И. 261, 265, 270
Михайлова А.В. 302
Морозов Ю.А. 316
Муравьева Н.С. 225
Мясникова О.В. 274

Н Надёжка Л.И. 234
Насимов Р.М. 278
Невинный Ю.А 70
Некрасов А.Н. 111
Никитина Л.П. 84

О Окатьева Н.М. 170

П Павленкова Н.И. 283
Панасьян Л.Л. 39
Патонин А.В. 311
Петров В.А. 287
Петросян Г.М. 52
Платэ А.Н. 82
Полухина Н.Г. 170
Полуэктов В.В. 287
Поляков В.Б. 291
Попп Т. 108
Поспелова Г.А. 296
Пушкарев Ю.Д 84
Пэк А.А. 265

Р Редькин А.Ф. 62
Рощина И. А. 228
Русецкий А.С. 170
Рускол Е.Л. 301
Рычагов С.Н. 331

С Саввин С.Б. 302
Савинова Е. Н. 116
Садиленко Д.А. 323
Садыков Р.А. 305, 307
Салтыковский А.Я. 12, 24, 59, 86, 234, 278, 311

Светлосанова З.П. 24
Свищук И.Н. 174
Севастьянов В.С. 74
Семёнов М.Е. 234
Силантьев С.А. 74
Скрипник А.Я. 225, 323
Смирнова Е.П. 70, 74
Смульская А.И. 316
Собисевич А.Л. 315
Собисевич Л.Е. 315
Соболев Г.А. 316
Соколова Ю.Ф. 24
Старков Н.И. 170
Степанова М.Ю. 35
Суетнова Е.И. 319
Сукач Ю.С. 116
Султанов Д.М. 291

Т Теплякова С.Н. 323
Тришина О.М. 274
Трухин В.И. 305
Тюрин Д.А. 327

У Уолл Ф. 209
Устинов В.И. 70, 74, 121
Устинова Г. К. 330
Фролова Ю.В. 39, 93, 98
250, 278, 334

Х Хаврошкин О.Б. 338
Ханчук А.И. 70
Хачиян И.Х. 47, 52

Ц Цельмович В.А. 296
311, 345
Цыплаков В. В. 338

Ч Чижова И.А. 349

Ш Шаулов А. Ю. 116
Шеков В.А. 274
Шмонов В.М. 353

Щ Щукин С.И. 287

Ю Юркова Р.М. 358
Юханян А.К. 86

Gattacceca J. 305
Rohette P. 305

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
7. //Geochemistry International, 2008, Vol. 44, No. 12, pp. 1250–1256.
8. 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.
9. Хроника восьмой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия, 2009, № 3. с. 332-336 // Geochemistry International, 2009.
10. Хроника девятой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б,

Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия, 2010, № 3. // Geochemistry International, 2010.

Содержание докладов конференций публикуется в электронном журнале: «Вестник ОГГГГН РАН» Раздел: Научная жизнь.