

**Геофизический институт
Владикавказского научного центра
Российской академии наук**

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 3 / 2015

Владикавказ 2015

Главный редактор

д.ф.- м.н., проф. В.Б. Заалишвили (ГФИ ВНЦ РАН)

Заместитель главного редактора

д.ф.- м.н., проф. И.А. Керимов (КНИИ РАН)

Редакционный совет

академик РАН В.А. Бабешко (ЮНЦ РАН)

академик РАН А.Д. Гвишиани (ГЦ РАН)

академик РАН М.Ч. Залиханов (ГУ ВГИ)

академик РАН Ю.Г. Леонов (ГИН РАН)

академик РАН С.А. Федотов (ИФЗ РАН)

член-корр. РАН А.В. Николаев (ИФЗ РАН)

Редакционная коллегия

д.г.- м.н., проф. М.Г. Бергер (ГФИ ВНЦ РАН)

д.г.- м.н. Р.М. Багатаев (Дагестаннедра)

к.г.-м.н. М.Г. Даниялов (ДФ ГС РАН)

д.т.н., проф. Х.Н. Мажиев (КНИИ РАН)

д.т.н. П.Е. Марченко (КБНЦ РАН)

д.т.н., проф. И.Д. Музаев (ГФИ ВНЦ РАН)

д.г.- м.н., проф. С.Г. Парада (ЮНЦ РАН)

д.г.- м.н., проф. Н.И. Пруцкий (ОАО «Кавказгеолсъемка»)

д.г.- м.н., проф. Е.А. Рогожин (ИФЗ РАН)

д.ф.- м.н., проф. Ю.К. Чернов (СевКав ГТУ)

д.г.- м.н. В.И. Черкашин (ИГ ДНЦ РАН)

И.о. ответственного секретаря

М.В. Майсурадзе (ГФИ ВНЦ РАН)

Выпускающий редактор

Л.Н. Невский (ГФИ ВНЦ РАН)

Журнал издается с 2011 года.

Периодичность издания -

4 номера в год

Учредители:

Владикавказский научный центр РАН и РСО-А

Дагестанский научный центр РАН

Кабардино-Балкарский научный центр РАН

Южный научный центр РАН

Комплексный научно исследовательский институт РАН

Геофизический институт ВНЦ РАН

ISSN 2221-3198

Подписной индекс в Объединенном каталоге «Пресса России» – 29119

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

© Геофизический институт ВНЦ РАН, 2015

© Заалишвили В.Б. (ред.), 2015

Фото на обложке: «Вид на ледник Майли» (К.С. Харебов).

СОДЕРЖАНИЕ

Архипов В.П., Березинский И.Н., Березинский Н.А., Камруков А.С., Козлов Н.П., Пашкевич М.Ю., Трофимов А.В., Федченко Л.М., Шереметьев Р.В. НОВЫЙ СПОСОБ ИНИЦИИРОВАНИЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ ДЛЯ ЗАДАЧ ГРОЗОЗАЩИТЫ ВАЖНЫХ ПОДВИЖНЫХ И СТАЦИОНАРНЫХ ОБЪЕКТОВ	5
Воробьев А.Е., Орцухаева З.Ш. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ Р. ТЕРЕК)	19
Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н., Ольховский Г.П., Тибилов С.М., Гогичев Р.Р. ОПТИМИЗАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗВЕСТНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ	28
Колесникова А.М., Джгамадзе А.К. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАЙОНЕ ЗАРАМАГСКИХ ГЭС, ПРИЧИНЫ ВОЗМОЖНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ	63
Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Андреева Н.В., Степанова М.Ю. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОГО СЛОНА ГОРЫ ЭЛЬБРУС ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ	75
Саидов О.А. О ДИСПЕРСИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В СВЯЗИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ	84

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Бергер М.Г. ВОДА, ВОДА... (ОБ ОСНОВНОЙ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЙ ВЕРСИИ ПРИЧИН И МЕХАНИЗМА КАТАСТРОФЫ НА ЛЕДНИКЕ КОЛКА И В ГЕНАЛДОНСКОМ УЩЕЛЬЕ 20 СЕНТЯБРЯ 2002 ГОДА)	93
--	----

НАШИ ГОСТИ

Етирмишли Г.Д., Кязымова С.Э., Исламова Ш.К. ВАРИАЦИИ НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ МИНГЯЧЕВИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	107
Дургарян Р.Р., Аванесян М.А., Бабаян С.Г., Геворгян М.Р., Бабаян Г.Е., Аракелян А.Р. КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА МОДЕЛИ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА	112

ЮБИЛЕИ

ИЛЬЕ АЛЕКСАНДРОВИЧУ БОГУШУ – 80 ЛЕТ!	122
ВЛАДИМИРУ ИВАНОВИЧУ ГОЛИКУ – 75 ЛЕТ!	125
ИБРАГИМУ АХМЕДОВИЧУ КЕРИМОВУ – 60 ЛЕТ!	127

ПАМЯТИ ТОВАРИЩА

СУРЕН СОКРАТОВИЧ ДАРБИНЯН	132
---------------------------------	-----

CONTENTS

Arkhipov V.P., Berezinskiy I.N., Berezinskiy N.A., Kamrukov A.S., Kozlov N.P., Pashkevich M.Yu., Trofimov A.V., Fedchenko L.M., Sheremetiev R.V. A NEW METHOD OF LIGHTNING DISCHARGE INITIATION FOR THE PURPOSES OF LIGHTNING PROTECTION OF IMPORTANT MOBILE AND STATIONARY OBJECTS	5
Vorobiev A.E., Ortsukhaeva Z.Sh. FEATURES OF CHANNEL DEFORMATION FORMATION OF MOUNTAIN RIVERS (BY THE EXAMPLE OF THE RIVER TEREK)	19
Zaalishvili V.B., Chotchaev Kh.O., Nevskiy L.N., Olkhovskiy G.P., Tibilov S.M., Gogichev R.R. OPTIMIZATION OF GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL CRITERIA OF THE DEPOSITS' SEARCH OF KNOWN ORE FORMATIONS OF THE MOUNTAIN PART OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA	28
Kolesnikova A.M., Dzhgamadze A.K. GEOLOGICAL ENGINEERING CONDITIONS AND THE SEISMIC SITUATION IN THE ZARAMAG HPS REGION, REASONS FOR THE POSSIBLE ACTIVATION OF THE DANGEROUS GEOLOGICAL AND EXOGENOUS PROCESSES	63
Rogozhin E.A., Gorbatikov A.V., Andreeva N.V., Stepanova M.Yu. PRELIMINARY DATA ON THE DEEP STRUCTURE OF THE SOUTHERN SLOPE OF ELBRUS MOUNT FROM STUDY OF THE COMPLEX OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL METHODS	75
Saidov O.A. GASES IN CONNECTION WITH SEISMIC EVENTS ON THE EASTERN CAUCAUS	84

DISCUSSIONS, DISPUTES

Berger M.G. WATER, WATER... (ABOUT THE MAIN GLACIOLOGICAL VERSION OF REASONS AND MECHANISM OF DISASTER ON THE GLACIER KOLKA AND IN GENALDON GORGE ON SEPTEMBER 20, 2002)	93
--	----

OUR GUESTS

Yetirmishli G.D., Kyazymova S.E., Islamova Sh.K. VARIATIONS OF SLOPE OF AN EARTHQUAKE RECURRENCE CURVE IN MINGYACHEVIR RESERVOIR ZONE	107
Durgaryan R.R., Avanesyan M.A., Babayan S.H., Gevorgyan M.R., Babayan H.Y., Arakelyan A.R. COMPLEX ASSESSMENT OF SOIL MODEL IN URBAN AREA	112

JUBILEES

ILIA ALEKSANDROVICH BOGUSH IS 80YEAR OLD!	122
VLADIMIR IVANOVICH GOLIK IS 75YEAR OLD!	125
IBRAGIM AHMEDOVICH KERIMOV IS 60 YEAR OLD!	127

DEDICATED TO THE COLLEAGUE'S MEMORY

SUREN SOKRATOVICH DARBINYAN	132
-----------------------------------	-----

УДК 551.594

НОВЫЙ СПОСОБ ИНИЦИИРОВАНИЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ ДЛЯ ЗАДАЧ ГРОЗОЗАЩИТЫ ВАЖНЫХ ПОДВИЖНЫХ И СТАЦИОНАРНЫХ ОБЪЕКТОВ

© 2015 В.П. Архипов¹, И.Н. Березинский², Н.А. Березинский³, к.ф.-м.н.,
А.С. Камруков¹, к.т.н., Н.П. Козлов¹, д.т.н., М.Ю. Пашкевич³, к.т.н.,
А.В. Трофимов¹, к.т.н., Л.М. Федченко², д.геогр.н., Р.В. Шереметьев³,
к.ф.-м.н.

¹Московский государственный технический университет имени
Н.Э. Баумана (МГТУ им. Н.Э. Баумана), e-mail: kamrukov@mail.ru;

²Высокогорный геофизический институт Россия, 360030, Кабардино-
Балкарская Республика, г. Нальчик, пр. Ленина, 2, e-mail: vgikbr@yandex.ru;

³Высокогорный научно-исследовательский испытательный центр
авиационной техники и вооружения, Россия, 360030, Кабардино-
Балкарская Республика, г. Нальчик, пр. Ленина, 2, e-mail: vniic@rambler.ru

Для инициирования молниевых разрядов из грозовых облаков создают плазменный токопроводящий канал между грозовыми ячейками или ячейкой и землей вблизи объекта, защищаемого от поражения молнией. Канал создают синхронным подрывом серии артиллерийских боеприпасов плазменно-оптического действия с перекрытием облаков разрыва.

Ключевые слова: инициирование, молниевый разряд, грозовые облака, грозовая ячейка, поражение молнией, молниезащита.

Введение

Ежегодно в Землю ударяет почти 32 миллиарда молний. Причиненный ими ущерб оценивается в 5 миллиардов долларов (smalltalks.ru). Считается, что стихия поражает от 3 до 30% от общего количества пострадавших.

Как известно, молния генерирует токи до 200 КА. При этом температура в центральной части ствола молнии может достигать 30000°C. Одним из основных методов защиты от молний на сегодняшний день является наличие заземления, т.к. молниевый разряд проходит по электрической цепи наименьшего сопротивления.

Стационарные молниезащитные сооружения не всегда могут стопроцентно гарантировать защищаемые объекты от грозовых разрядов. В ряде случаев эти сооружения провоцируют разрядные явления, не обеспечив защиту зданий и технических сооружений в их окрестностях. Иногда такие конструкции невозможно возвести в требуемых условиях.

В силу этих и многих других причин, задача молниезащиты является на сегодняшний день весьма актуальной.

Вкратце остановимся на применимости к нашей задаче каждого из известных методов.

Существующие способы молниезащиты

На современном этапе технического развития (еще со времен Франклина) молниезащита зданий, сооружений и объектов различного назначения осуществляется методом упреждающего инициирования разряда опасной грозовой ячейки на землю через молниеотводы различных конструкций и рассасывания тока молнии по земле до безопасных для защищаемого объекта значений. Понятно стремление специалистов по молниезащите уменьшить ток разряда молнии для снижения его воздействия на защищаемые коммуникации. Это можно осуществить путем принудительного разряда грозовых ячеек на более раннем этапе развития их активности и на большем расстоянии от защищаемого объекта.

Стационарный молниеотвод чаще всего изготавливается из стержня, троса или сетки [Инструкция..., 2004]. Он устанавливается на высоте, превышающей защищаемый объект, и концентрирует потенциал земли в точке подвеса. Под действием электрического поля приближающегося грозового облака плотность наведенных на земле положительных зарядов значительно возрастает. Электростатическое поле земли концентрируется у острия молниеотвода до величины, превышающей порог ионизации воздуха. Вокруг острия молниеотвода возникает облачко ионов. Оно поляризуется и вытягивается в сторону ближайшей грозовой ячейки. Электрическое поле этой грозовой ячейки концентрируется в ближайшей к молниеотводу области, и из нее излучаются стримеры, формирующие лидер молниевых разряда. Разряд грозовой ячейки на землю производится через ближайший молниеотвод. Ток молнии рассеивается в земле в окрестности установки молниеотвода. Радиус зоны защиты сопоставим с высотой молниеотвода.

Недостатки этого способа заключаются в невысокой вероятности попадания разряда молнии в молниеотвод и невысокой степени защиты объекта. Дело в том, что опасность воздействия ЭДС (электродвижущая сила) магнитной индукции молнии на низкопотенциальные и взрывоопасные коммуникации защищаемого объекта требует отвода молнии в землю на значительном удалении от объекта, а это существенно снижает степень молниезащиты объекта.

1. На Западе с конца 1990-х годов получила развитие технология **активной молниезащиты** (*early streamer emission, ESE*) [Artterm-M.ru]. Отличие активной молниезащиты заключается в наличии активного молниеприемника. Его принцип действия основан на генерации высоковольтных импульсов на конце молниеприемника с помощью специального устройства. Активные молниеотводы порождают ответные стримеры раньше и с большей длиной, чем традиционные системы. Они ионизируют воздух с помощью: радиоактивных материалов, специализированных электронных схем, разрядников, рассчитанных на срабатывание по достижении определенной напряженности электрического поля. Это увеличивает область защиты. Работа активного молниеприемника «FOREND» осуществляется за счет разности потенциалов, образующихся между грозовым облаком и поверхностью земли. Когда напряженность электрического поля достигает критического значения, от молниеприемника исходит опережающий разряд в сторону молнии, и, при возникновении молнии над защищаемой территорией, она обязательно будет поймана молниеприемником и отведена в землю. Тем самым обеспечивается повышенная надежность защиты зданий, объектов и сооружений.

Satelit 3 – активный молниеотвод с фотоэлектрическим элементом создан фирмой DUVAL–MESSIEN, Франция. Это молниеотвод с фотоэлектрическим датчиком

и солнечными батареями для заряда элементов питания. Основная задача Satellit 3 – быстрый прием разряда, т. е. ранний эмиттер стримера (ESE). Наличие управляемого заряда большого потенциала противоположной полярности позволяет получить разряд на молниеотвод значительно раньше. Важно предварительно определить полярность (положительная или отрицательная) возникающего электрического поля и определить характер потенциала для захвата молнии, активировать внутренние электронные устройства для заряда иглы молниеотвода.

Многие исследователи молний и молниезащиты как в нашей стране, так и за рубежом, считают, что эти системы не работают; принятые на веру утверждения производителей о раннем появлении стримера, независимыми экспериментами не подтверждены; эффективная длина стримера при активной защите составляет 60 метров против 50 метров у обычного молниеотвода, что не может приводить к существенному улучшению области защиты [The International...]; активные устройства не лучше (или ненамного лучше) чем традиционные системы, и потому с их точки зрения здания с активной защитой (и меньшим числом молниеотводов) оказываются на практике недозащищенными [Базелян, Райзер, 2001]; что активные молниеотводы бесполезны, то есть не имеют никаких преимуществ по сравнению с традиционными средствами сравнимых размеров; использование активных молниеотводов российскими нормативными документами не предписывается [Базелян, 2008]. Многочисленные исследования показывают, что активная молниезащита не имеет выигрыша в эффективности по сравнению с обычными системами. В [Базелян, 2008] описаны десятки повреждений зданий от прямых попаданий молний рядом с устройством активной молниезащиты.

Известен **способ инициирования молниевых разрядов с помощью ракет**, запускаемых с поверхности земли. Они несут за собой медный проводник [Rakov, Uman, 2003]. Используются также ракеты с твердотопливным двигателем [The International...; Hartono and Robiah, 2009]. В состав топлива добавляются хлорид кальция и соли цезия. Горящее топливо оставляет позади летящей ракеты след из этих солей, которые, вступая в контакт с влагой воздуха, образуют токопроводящий канал. Молния идет по пути наименьшего электрического сопротивления, т. е. по сформированному каналу.

Процедура инициирования заключается в ожидании подходящего момента во время грозы, контролируемого измерителем напряженности поля, и запуске ракеты по направлению к грозовой ячейке облака. Электростатическое поле земли концентрируется по проводнику или токопроводящему каналу. Нисходящий из грозовой ячейки и встречный, излучаемый ракетой, лидеры растут навстречу друг к другу. Их объединение замыкает нисходящую молнию через проводящий объект на землю. Проводник, прикрепленный к ракете, при прохождении по нему тока лидеров испаряется, формируя проводящий канал в воздухе. Вдоль созданного канала происходит «короткое замыкание» на землю, и нисходящий лидер свободно проходит вниз по проводнику до земли. Молниевый разряд происходит через стержневые мачты при достижении ракетой высоты ~50–300 м.

Недостатками этого способа являются: громоздкость, дороговизна, связанная с ограниченным радиусом действия ракеты и жесткой привязки точки старта к стержневой мачте молниеотвода; малое быстродействие при повторных вызовах молнии; обрыв прикрепляемого проводника при старте и его влияние на траекторию полета ракеты; невозможность инициировать межоблачные разряды; разрушение целост-

ности токопроводящего канала (из-за его малого сечения) турбулентностью атмосферы.

В способе инициирования молниевых разрядов [Базелян, Райзер, 2001] проводят дистанционное определение предразрядного состояния грозовых ячеек и координат наиболее активных из них, и создание плазменного токопроводящего канала воздействием на атмосферный воздух **излучением лазера**.

В этом способе для инициирования молнии используют инфракрасный (ИК) лазер. Лазерный луч пропускают вблизи вершины высокой башни. Момент лазерного выстрела выбирается по данным датчика электрического поля, встроенного в систему запуска лазерных устройств, т. к. облако должно созреть и быть готовым к испусканию нисходящей молнии, чтобы она была перехвачена лидером, восходящим от башни.

Излучение фокусируется длиннофокусными зеркалом или линзой. В нагретом луче ИК-лазера воздух снижает свою плотность, что способствует его ионизации, формированию проводящего канала, вдоль которого легче развивается электрический разряд. При длительности основной части импульса ~ 50 нс, пороговая интенсивность для пробоя воздуха, содержащего аэрозоли, составляет 10^7 – 10^8 Вт·см². Сформированный вершиной высокой башни восходящий лидер перехватывает молнию.

Основной недостаток этого способа – большие затраты энергии, так как греется весь газ в канале. Необходимые для этого мощности лазеров труднодостижимы.

Имеется также способ инициирования молниевых разрядов, включающий дистанционное определение предразрядного состояния и координат грозовых ячеек, и создание плазменного токопроводящего канала воздействием на атмосферный воздух излучения **ультрафиолетового (УФ) лазера** [Базелян, Райзер, 2000].

С помощью УФ-лазера создают плазменный канал в свободной атмосфере так, чтобы от его концов возбудились лидеры, инициирующие формирование молнии. Условие возбуждения жизнеспособных лидеров от плазменного проводника такое же, как и от заземленного сооружения. Оно определяет минимальную длину формируемого проводника. Осуществляют фотоионизацию чрезвычайно коротким, но очень мощным импульсом ультрафиолетового излучения. К нему добавляется более длительный импульс менее жесткого видимого излучения, которое освобождает электроны из быстро образующихся при УФ-импульсе отрицательных ионов. Создается токопроводящий канал в свободной атмосфере, который поляризуется в поле грозового облака и от его концов возбуждаются лидеры.

Недостатки лазерных методов – громоздкость и сложность оборудования, значительная энергоемкость и стоимость реализации, невозможность формирования протяженных проводящих каналов вблизи грозового облака, где максимальны напряженности электрического поля и наиболее выгодные с энергетической точки зрения условия зарождения лидерных каналов.

Общий недостаток как ракетного, так и лазерного способов искусственного вызывания молнии заключается в том, что формируемый ими плазменный проводящий канал имеет малое поперечное сечение. Любая неоднородность атмосферы – неоднородности плотности, вида и концентрации аэрозоля, мелкомасштабная турбулентность и др. в области проводящего канала – нарушает целостность канала и его проводимость, а, следовательно, и его способность к поляризации и проводника лидера канала.

Новый способ молниезащиты

Нами разработан новый способ инициирования молниевых разрядов из грозовых облаков [Архипов и др., 2014], который, на наш взгляд проще, дешевле, надежнее описанных выше, и имеет более широкие возможности применения. Он включает дистанционное определение предразрядного состояния и координат грозовых ячеек, а также создание плазменного токопроводящего канала между грозовой ячейкой и землей или между соседними активными ячейками того же, или соседнего облака, в зависимости от конкретно сложившейся метеорологической обстановки вблизи важного объекта, защищаемого от поражения молнией. При осуществлении этого способа плазменный токопроводящий канал для инициирования молниевых разрядов создают синхронным подрывом серии артиллерийских боеприпасов плазменно-оптического действия [Взрывной плазменно-вихревой источник оптического излучения получил патент РФ № 2462008 Архипов и др., 2014]. Точки подрыва располагают так, чтобы ионизированные области, возникающие в атмосферном воздухе при срабатывании боеприпасов плазменно-оптического действия, располагались с перекрытием по цепочке в направлении от грозовой ячейки к поверхности земли или к соседней грозовой ячейке.

Перекрытие ионизированных областей в атмосферном воздухе от срабатывания боеприпасов плазменно-оптического действия может быть осуществлено изменением направления полета каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего; изменением времени срабатывания каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего или одновременным изменением направления полета и времени срабатывания каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего. Конкретнее эти процессы будут разьяснены на примерах.

Для реализации предложенного способа инициирования молниевых разрядов необходимы следующие технические средства:

- 1) станция грозовой разведки, обеспечивающая дистанционное определение предразрядного состояния и координат грозовых ячеек.
- 2) вычислительный блок на базе микропроцессоров, осуществляющий обработку данных станции грозовой разведки в режиме реального времени и выдачу команд целеуказания.
- 3) несколько мачт молниеотводов стандартной конструкции, расположенных на безопасном удалении от защищаемого объекта.
- 4) одна или несколько скорострельных артиллерийских установок.
- 5) Боеприпасы плазменно-оптического действия (БПОД) (такие боеприпасы выполняются, например, на основе взрывного плазменно-вихревого источника излучения, описанного в [Буланов и др., 2010; Инструкция..., 2004].

Технология создания токопроводящего канала для инициирования молнии

Принцип действия БПОД основан на использовании эффектов ударного торможения и вихреобразования при импульсной инжекции высокоэнтальпийных плазменных струй в атмосферный воздух. Плазменные струи, с требуемыми термодинамическими параметрами и химическим составом, формируются с помощью кумулятивного заряда бризантного взрывчатого вещества (ВВ). При дистанционном подрыве БПОД в атмосферном воздухе формируется долгоживущее плаз-

менно-вихревое образование в виде сфероида с характерным диаметром порядка нескольких метров (в зависимости от массы заряда ВВ) и генерируется мощный высокоэнергетический импульс широкополосного электромагнитного излучения оптического диапазона спектра (0,19–14 мкм). Яркость такого излучения многократно превышает яркость солнечного излучения и соответствует радиационным температурам 15000–20000 К, фронт нарастания интенсивности излучения приходится на микросекундный диапазон длительностей.

В быстрой фазе процесса срабатывания БПОД – фазе ударного торможения высокоскоростной струи в воздухе – более 50% излучаемой энергии приходится на ультрафиолетовую область спектра, коротковолновые кванты которой вызывают фотоионизацию окружающего воздуха.

В процессе дальнейшего торможения струи в воздухе (медленная фаза) формируется плазменный тороидальный вихрь с характерными температурами плазмы 3000...5000 К. Время жизни плазменного вихря в воздухе – десятки и сотни миллисекунд (до 0,1 с.). В течение этого времени в плазменном вихре сохраняются достаточно высокие концентрации электронов – $10^{12} \dots 10^{14}$ в см³.

Эффективность преобразования химической энергии конденсированного ВВ во внутреннюю энергию вихря и излучение достигает 20%.

Такие БПОД могут быть адаптированы ко всем типам современных артиллерийских установок, в том числе и к автоматическим пушкам с высоким темпом стрельбы (6000 выстрелов в минуту и более). Время задержки подрыва (или дистанция, на которой осуществляется подрыв) задается встроенным электронно-программируемым или пиротехническим взрывателем-замедлителем.

Темп стрельбы современной 30 мм автоматической пушки составляет 6000 выстр./мин (соответственно, частота стрельбы 100 Гц), скорость 30-миллиметрового снаряда при выходе из ствола составляет $V_0 \approx 500 \dots 1000$ м/с, т. е. снаряды следуют друг за другом на расстоянии 5...10 м. Так что облака разрывов, при линейном их пролегании, перекрываются, обеспечивая таким образом непрерывность токопроводящего канала большого сечения. Пушка имеет устройство передачи времени срабатывания взрывателя снаряду внутри ствола индуктивным методом. Пушка снабжена программно-регулируемыми приводами, обеспечивающими перемещение ствола по азимуту и углу возвышения с заданной скоростью.

Имеются экспериментальные данные по исследованию характеристик макетных образцов БПОД калибра 30 мм, подтверждающие указанные выше сведения [Буланов и др., 2010].

В основе разработанного способа инициирования молниевых разрядов лежит возможность высокоэффективной ионизации атмосферного воздуха под действием высоких температур и интенсивного оптического излучения, удачно сочетающихся во взрывном плазменно-вихревом источнике оптического излучения (патент РФ № 2462008). Это артиллерийский снаряд, в котором оптимально организованы условия пространственно ориентированного выделения химической энергии конденсированного ВВ во взрывном кумулятивном процессе и импульсная инжекция сформированной высокоэнтальпийной плазменной струи в атмосферный воздух [Буланов и др., 2010]. Процесс инжекции сопровождается интенсивным вихреобразованием и самоорганизацией истекающего потока в долгоживущую крупномасштабную вихревую структуру в виде плазменного тороидального вихря. Таким образом, энергия взрыва после высокотемпературной стадии ударного сжатия не дис-

сипирует сразу в окружающее пространство, а локализуется в вихре и утилизируется им. Генерация мощного электромагнитного излучения оптического диапазона осуществляется за счет ударно-волновых процессов при торможении плазменной струи в воздухе и плазмохимических процессов в вихре. Выделяемая в результате экзотермических реакций тепловая энергия конвертируется в энергию оптического излучения и энергию циркуляционного движения.

Во взрывной камере были проведены эксперименты с малогабаритными (диаметр 30 мм; длина 130 мм) генераторами с цилиндрическим зарядом конденсированного ВВ массой 20 г и полным энергосодержанием ~ 100 кДж. В качестве ВВ применен состав на основе гексогена с 20% массовой добавкой алюминиевой пыли. Скорость детонации ВВ составляла $\sim 7,9$ км/с. Заряд (наружный диаметр 18 мм) имел цилиндрическую кумулятивную выемку диаметром 8 мм и длиной ~ 70 мм, облицованную алюминиевой фольгой толщиной 0,3 мм.

В экспериментах проводилась покадровая (до 300 тыс. кадров в секунду) фоторегистрация инжекции плазменной струи в атмосферу, фронтальная видеосъемка и фотоэлектрическая дозиметрия генерируемого оптического излучения в четырех спектральных диапазонах (УФ – $\lambda = 270 \pm 20$ нм, «синяя» – $\lambda = 430 \pm 50$ нм, «зеленая» – $\lambda = 555 \pm 50$ нм и ближняя ИК – $\lambda = 1000 \pm 70$ нм).

На рисунке 1 представлены кадры скоростной съемки процесса срабатывания взрывного генератора. Время указано с момента разрыва выходной диафрагмы – начала истечения.

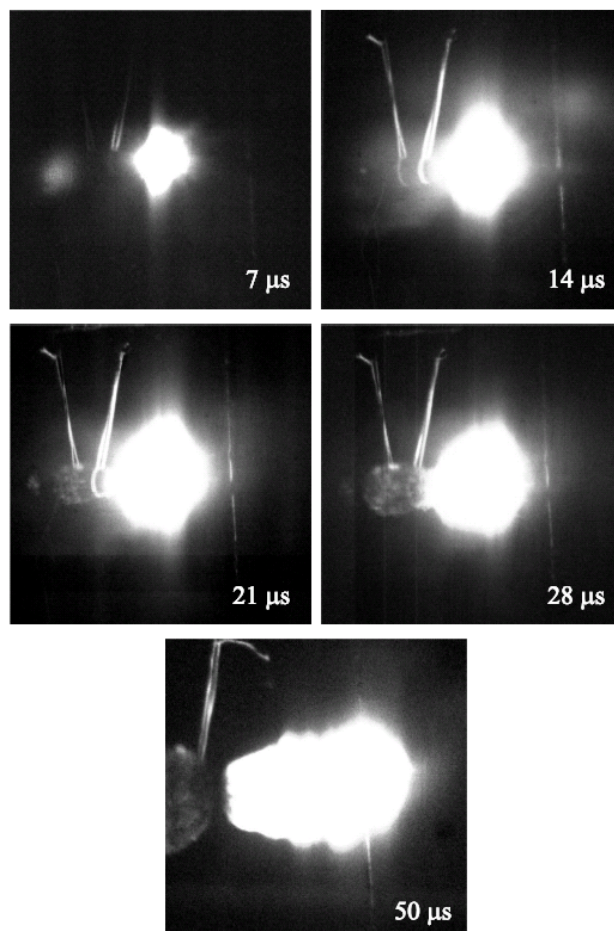


Рис. 1. Покадровая скоростная съемка процесса срабатывания взрывного генератора

Первые два кадра (7 и 14 μs) соответствуют максимуму мощности излучения. Характерная особенность структуры потока – в первые 20 μs истечения поперечный размер струи превышает продольный размер, т. е. размер по основному направлению вектора скорости. В последующие моменты времени скорость радиального расширения струи существенно падает, и струя вытягивается в осевом направлении.

Кадры фронтальной фотосъемки приведены на рис. 2. Из него видно, что уже на 240 μs процесса (а реально раньше, см. ниже) формируется выраженная торoidalная вихревая структура. К 300-й μs регистрируемый на скоростных фотографиях диаметр вихря составляет ~ 30 см.

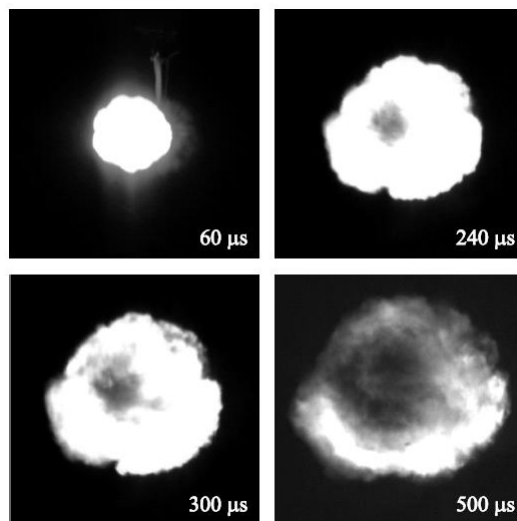


Рис. 2. Кадры фронтальной скоростной фотосъемки процесса срабатывания взрывного генератора излучения. Поле кадра 50x50 см.

На рисунке 3 приведена динамика измерения продольного и поперечного (диаметра) размеров струи. Начальная скорость расширения плазменной струи (скорость контактной границы плазма-воздух) превышает 10 км/с. Средняя за первые 50 мкс процесса скорость расширения составляет 4–5 км/с. К 300-й мкс процесса осевая скорость переднего фронта плазменного образования падает до ~ 300 м/с, радиальная скорость расширения – до 100 м/с.

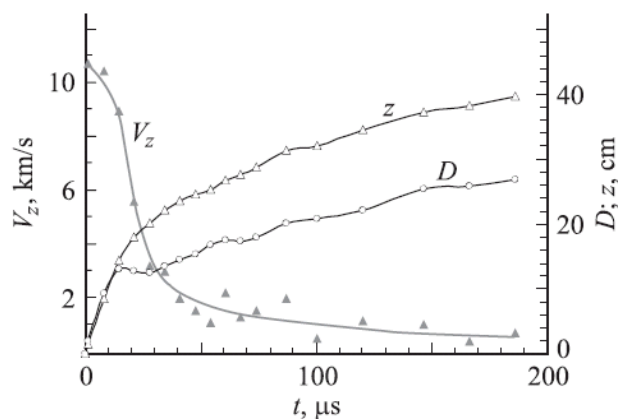


Рис. 3. Временные зависимости координаты переднего фронта (z), диаметра (D) и осевой скорости расширения (V_z) плазменной струи взрывного генератора

Если аппроксимировать временную зависимость диаметра струи степенной функцией, то оказывается, что после того, как пройдет примерно 150 мкс, закон изменения поперечного (а также и продольного) размера существенно изменяется – показатель степени в зависимости $D \propto t^p$ уменьшается примерно вдвое. Это свидетельствует о смене газодинамического режима течения и может косвенно указывать на завершение процесса формирования тороидального вихря как автономной плазмодинамической структуры [Архипов и др., 2014; Базелян, 2008].

На рисунке 4 приведен видеокادر срабатывания взрывного генератора излучения. Видно, что характерный размер плазменного образования к моменту времени $t > 40$ мс превышает 1 м. Видеокамера со скоростью съемки 25 кадров в секунду регистрировала, как правило, 2–3 кадра, один из которых обычно был полностью засвечен.



Рис. 4. Видеокادر срабатывания взрывного генератора. Диаметр тела свечения ~1,2 м

Для инициирования молнии необходимо создать ионизированный (проводящий) канал длиной в несколько десятков метров вблизи грозовой ячейки облака по направлению к земле или близлежащей грозовой ячейке того же или другого облака, чтобы от его концов смогли возбудиться жизнеспособные лидеры. Канал должен быть хорошо проводящим и иметь диаметр, превышающий характерный размер мелкомасштабной турбулентности атмосферы. Плазма сформированного канала быстро (за 10^{-8} – 10^{-9} с) поляризуется в поле грозовой ячейки облака, что способствует формированию лидеров молнии из обоих концов канала.

Примеры реализации способа инициирования молниевых разрядов

Реализация предложенного способа инициирования молниевых разрядов будет понятна из следующих примеров, касающихся молниезащиты объектов.

Пример 1: перекрытие ионизированных областей в атмосферном воздухе от срабатывания боеприпасов плазменно-оптического действия осуществляется изменением направления полета каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего (рисунок 5).

Станция грозовой разведки 1 отслеживает перемещение грозового облака 2 с грозовой ячейкой в сторону защищаемого объекта 3 и контролирует напряженность электрического поля на уровне поверхности земли. Угловые координаты грозовой

ячейки, направление и скорость движения облака, текущее расстояние до него непрерывно поступают в вычислительный блок 4. Эти данные обрабатываются вычислительным блоком 4 с учетом координат места позиционирования скорострельной артиллерийской установки 5 и мачты молниеотвода 6. Результаты вычислений в виде команд целеуказания по азимуту и углу возвышения, по времени срабатывания взрывателя боеприпаса и угловым скоростям поворота ствола поступают на приводы скорострельной артиллерийской установки 5.

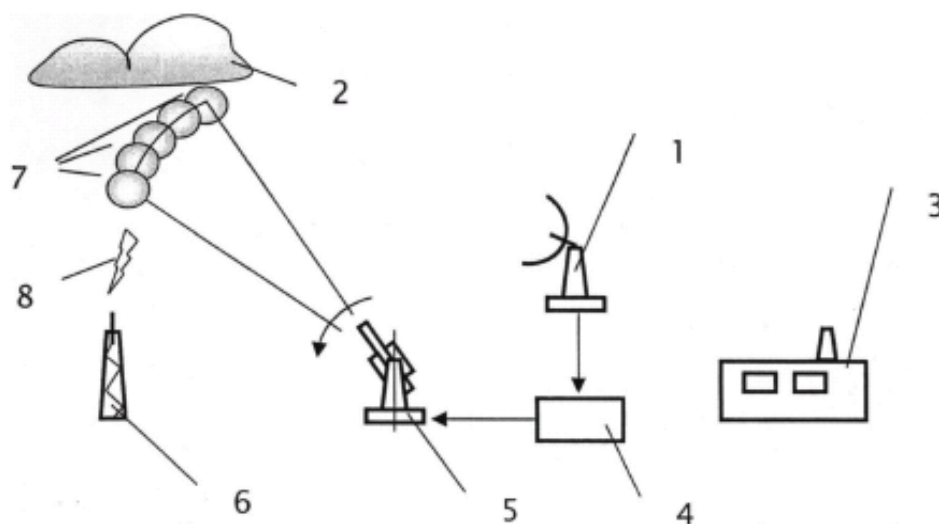


Рис. 5. Схема реализации способа инициирования молниевых разрядов с обеспечением перекрытия ионизированных областей изменением направления полета каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего

При достижении напряженности приземного электрического поля порогового значения (например, 200 В/см) станция грозовой разведки 1 выдает команду на отстрел серии боеприпасов плазменно-оптического действия. Каждый боеприпас при выходе из ствола индуктивным способом получает информацию о задержке срабатывания встроенного дистанционного взрывателя, рассчитанной вычислительным блоком 4.

Во время стрельбы ствол скорострельной артиллерийской установки 5 осуществляет программированное перемещение по азимуту и углу возвышения. В результате каждый последующий боеприпас из серии вылетает из ствола по новому направлению. При подлете боеприпасов к заданной точке пространства (например, нижней кромке грозового облака) через расчетное время срабатывает дистанционный взрыватель и боеприпас плазменно-оптического действия подрывается.

Поскольку в данном примере время срабатывания всех боеприпасов в серии установлено одно и то же, а ствол скорострельной артиллерийской установки во время стрельбы поворачивается с расчетной угловой скоростью, траектория точек подрыва 7 серии боеприпасов представляет собой дугу окружности.

Вокруг каждой точки подрыва образуется область ионизации атмосферного воздуха. Начальная ионизация воздуха обеспечивается коротковолновыми фотонами ультрафиолетового диапазона, генерируемыми высокотемпературной ударно-сжатой плазмой, образующейся при срабатывании боеприпаса. В дальнейшем она поддерживается и усиливается электронными лавинами, развивающимися в сильном электрическом поле грозового облака.

В рассматриваемом примере перекрытие ионизированных областей вокруг точек подрыва 7 обеспечивается угловым перемещением ствола во время стрельбы, а время срабатывания боеприпасов определяет дистанцию (наклонную дальность), на которой формируются зоны подрыва.

В результате вблизи мачты молниеотвода 6 создается пространственно-ориентированный протяженный проводящий канал диаметром порядка 2...5 метров. Для формирования канала протяженностью 100 метров требуется примерно 20 боеприпасов.

В электрическом поле грозовой ячейки проводящий плазменный канал поляризуется и с его противоположных концов возбуждаются лидеры. Поскольку проводящий плазменный канал формируется вдоль линии, соединяющей грозовую ячейку и мачту молниеотвода 6, в этом же направлении будет прорасти и нисходящий лидер от проводящего канала. Тем самым обеспечивается высокая вероятность ориентированного удара молниевом разряда 8 между грозовой ячейкой грозового облака 1 и молниеотводом 6 через плазменный канал в виде дуги.

Пример 2: перекрытие ионизированных областей в атмосферном воздухе от срабатывания боеприпасов плазменно-оптического действия осуществляется изменением времени срабатывания каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего (рисунок 6).

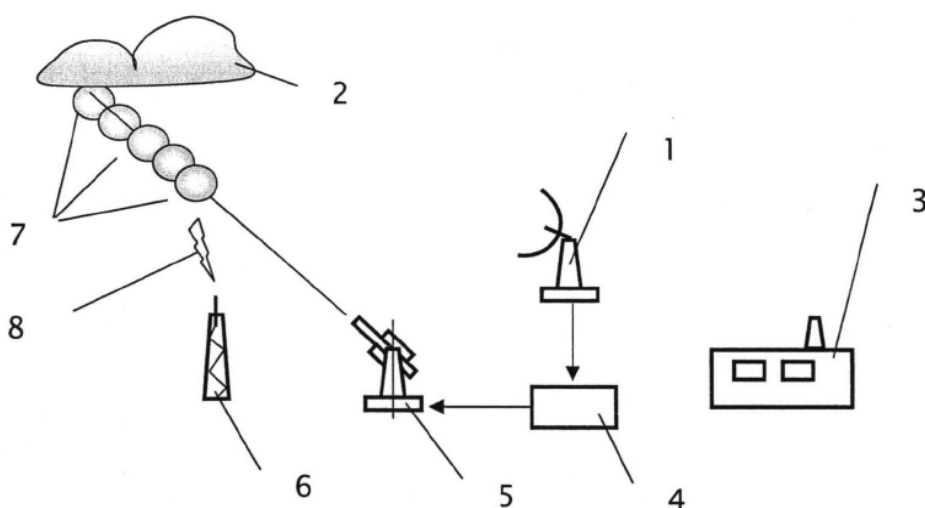


Рис. 6. Схема реализации способа инициирования молниевых разрядов с обеспечением перекрытия ионизированных областей изменением времени срабатывания каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего

В отличие от примера 1, ствол скорострельной артиллерийской установки (автоматической пушки) 5 не изменяет своего углового положения и нацелен на грозовую ячейку в нижней части грозового облака 2. Боеприпасы на выходе из канала ствола пушки 5 получают различные значения времени срабатывания, например,

$$t_1 > t_2 > t_3 > \dots > t_n$$

где t_1 – время срабатывания 1-го боеприпаса в серии, t_2 – время срабатывания 2-го боеприпаса и т.д. В результате точки подрыва 7 боеприпасов располагаются на одной линии и при соответствующем выборе значений времени срабатывания каждого боеприпаса в серии ионизированные области воздуха вокруг точек под-

рыва перекрываются и тем самым формируется проводящий плазменный канал, ориентированный от грозовой ячейки в сторону мачты молниеотвода 6 вблизи артиллерийской установки 5.

Дальнейшее развитие процессов инициирования молнии происходит аналогично примеру 1 и приводит к возникновению молниевых разряда 8.

В примере 2 формируется прямолинейный плазменный проводящий канал вдоль линии прицеливания артиллерийской установки 5.

Пример 3: перекрытие ионизированных областей в атмосферном воздухе осуществляется одновременным изменением направления полета и времени срабатывания каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего (рисунок 7).

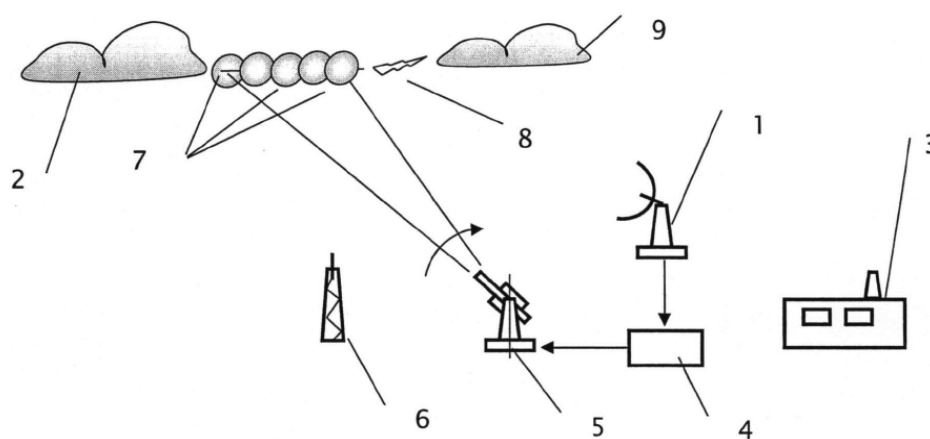


Рис. 7. Схема реализации способа инициирования молниевых разрядов с обеспечением перекрытия ионизированных областей одновременным изменением направления полета и времени срабатывания каждого последующего боеприпаса в серии относительно предыдущего

В отличие от примеров 1 и 2, имеет место сразу два механизма формирования протяженного проводящего плазменного канала за счет углового перемещения ствола артиллерийской установки 5 и за счет установки разного времени срабатывания боеприпасов в серии. В результате согласованного использования двух механизмов можно получить любую желаемую ориентацию плазменного проводящего канала, например горизонтальную, как это показано на рисунке 3. В этом случае для обеспечения защиты объекта 3 точки подрыва 7 боеприпасов плазменно-оптического действия располагаются вдоль линии, соединяющей разнополярно заряженные облака 2 и 9, что обеспечивает инициализацию молниевых разрядов 8 между ними.

Резюме

Приведенные примеры показывают возможность реализации предложенного способа инициирования молниевых разрядов на современном уровне техники.

Кроме молниезащиты объектов, предложенный способ может быть использован для искусственных воздействий на облачные процессы с целью регулирования их электрической активности.

Задача упрощения предложенного способа инициирования молниевых разрядов решается обработанностью и функциональной простотой используемых технических средств.

Задача удешевления способа инициирования молниевых разрядов решается конструктивной простотой применяемых технических средств и низкой стоимостью расходоуемых боеприпасов плазменно-оптического действия.

Задача повышения надежности способа решается тем, что образующийся в результате синхронного подрыва серии боеприпасов плазменно-оптического действия проводящий плазменный канал имеет значительное сечение (~5 м) и время жизни, в силу чего, слабо подвержен влиянию нежелательных факторов, например локальной турбулентности атмосферы.

Задача расширения возможностей способа инициирования молниевых разрядов решается тем, что согласованным выбором угловой скорости поворота ствола скорострельной артиллерийской установки и времени срабатывания боеприпасов в серии можно реализовать любую оптимальную ориентацию и форму плазменного проводящего канала и, тем самым, дополнительно повысить надежность искусственного инициирования молниевых разрядов.

Литература

1. Архипов В.П., Березинский И.Н., Березинский Н.А., Камруков А.С., Козлов Н.П., Пашкевич М.Ю., Трофимов А.В., Федченко Л.М., Шереметьев Р.В. RU 2525842 С1. Способ инициирования молниевых разрядов. 20.08.2014. Бюл. №23.
2. Базелян Э.М. Активные молниеотводы. «Электротехнический рынок». №4 (22), июль-август 2008.
3. Базелян Э.М., Райзер Ю.Л. Механизм притяжения молнии, проблема лазерного управления молнией // УФН. 2000. Т. 170. №7, С.753.
4. Базелян Э.М., Райзер Ю.П. Физика молнии и молниезащиты М: Физматлит, 2001. 320 с.
5. Буланов С.С., Есиев Р.У., Камруков А.С., Козлов Н.П., Морозов М.И., Росляков И.А. Взрывные плазменно-вихревые источники оптического излучения. ЖТФ 2010, т. 80, вып. 11, стр. 87–94.
6. Инструкция по устройству молниезащиты зданий, сооружений и промышленных коммуникаций. Москва, Издательство МЭИ, 2004.
7. Arterm-M.ru.
8. Hartono Z.A. and Robiah I. ESE: The device for a modern answer to lightning protection. The Sunday Star on October 4, 2009.
9. Rakov V., Uman M. Lightning. Physics and effects. 2003. Cambridge University Press. 687 p.
10. The International Center for Lightning Research and Testing (ICLRT) at Camp Blanding, Florida.

A NEW METHOD OF LIGHTNING DISCHARGE INITIATION FOR THE PURPOSES OF LIGHTNING PROTECTION OF IMPORTANT MOBILE AND STATIONARY OBJECTS

© 2015 V.P. Arkhipov¹, I.N. Berezinskiy², N.A. Berezinskiy³, Sc. Candidate (Phys.-Math.), A.S. Kamrukov¹, Sc. Candidate (Tech.), N.P. Kozlov, Sc. Doctor (Tech.), M.Yu. Pashkevich³, Sc. Candidate (Tech.), A.V. Trofimov¹, Sc. Candidate (Tech.), L.M. Fedchenko², Sc. Doctor (Geog.), R.V. Sheremetiev³, Sc. Candidate (Phys.-Math.)

¹Bauman Moscow state technical university (BMSTU), e-mail: kamrukov@mail.ru;

²High-mountain geophysical institute, Russia, 360030, Republic of Kabardino-Balkaria, Nalchik, Lenin avenue, 2, e-mail: vgikbr@yandex.ru;

³High-mountain research experimentation center of aerotechnics and weapons, Russia, 360030, Republic of Kabardino-Balkaria, Nalchik, Lenin avenue, 2, e-mail: vniic@rambler.ru

Lightning produced by conductive plasma channel between the thunderstorm cells or between the cell and the ground near the object to be protected from lightning. Channel created by synchronous detonation of series of artillery shells with plasma-optical action with overlapping scopes of explosions.

Keywords: initiation, lightning, storm clouds, thunder cell, damage from lightning, lightning protection

УДК 551.43

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ Р. ТЕРЕКА)

© 2015 А.Е. Воробьев¹, З.Ш. Орцухаева²

¹Российский университет дружбы народов (РУДН), г. Москва, 117198, ул. Миклухо-Маклая, д. 6, e-mail: site@rudn.ru;

²Грозненский государственный нефтяной технический университет им. акад. М.Д. Миллионщикова (ГГНТУ им. М.Д. Миллионщикова), 364051, Чеченская Республика, г. Грозный, пл. Орджоникидзе, 100

В статье на примере р. Терек приводится анализ формирования вертикальных и горизонтальных русловых деформаций рек в северокавказском регионе.

Ключевые слова: русловые деформации, наносы, вертикальные и горизонтальные деформации.

Северокавказский регион России характеризуется высокой интенсивностью и повторяемостью опасных гидрологических процессов. Они характерны для Кубани, Кумы, Сулака, их притоков, в бассейнах которых социальные, экономические и экологические ущербы чаще всего связаны с наводнениями и опасными русловыми деформациями [Воробьев, 2013]. Наиболее опасными оказались наводнения в дельтах Кубани (2000 г.) и Терека (2002 и 2005 гг.).

Предпосылкой к возникновению опасных гидрологических процессов в бассейне Терека является наличие хорошо выраженной высокогорной, среднегорной и равнинной части бассейна. Они отличаются по высоте и уклону поверхности, составляющим водного баланса, интенсивности склоновой, овражной и русловой эрозии (аккумуляции наносов), масштабам хозяйственного использования водных ресурсов.

Горная часть бассейна покрыта многолетними снегами и ледниками, изменение площади и объема которых является причиной увеличения или уменьшения ледниковой составляющей стока воды, частоты формирования лавин и селей. Одновременно изменяется ритмика поступления в русловую сеть территории минеральных частиц, контролирующая мутность речных вод и сток наносов.

На большей части длины р. Терек и для ряда ее притоков характерна высокая мутность и большой сток наносов. Они являются основным фактором интенсивных русловых деформаций, создают угрозу социальным и производственным объектам на берегах рек, противопаводочным дамбам и т.п. С ними связаны наводнения в дельте Терека, поскольку накопление русловых отложений за счет аккумуляции наносов приводит к уменьшению площади поперечного русла и его переполнению в период максимальных расходов воды. Наиболее опасные последствия русловых процессов связаны с радикальной перестройкой русловой сети дельтовых водотоков [Байдин, 1971; Беляев, 1963; Гидрология устьев..., 1993]. Эти события приводят к формированию русловой сети дельты в новом направлении движения терских вод к Каспийскому морю, отмиранию предшествующей системы дельтовых водото-

ков, к которой были «привязаны» система расселения и хозяйствования в условиях полупустынного климата.

В общем случае различают 2 вида деформаций русла – вертикальные и горизонтальные.

Вертикальные деформации обусловлены изменениями транспортирующей способности потока, трансформацией удельной энергии его живого сечения и потерями напора, вызванными затратами энергии на движение воды, транспорт наносов и эрозию грунтов ложа. Вертикальные русловые деформации могут иметь периодический характер (вызванный перемещением побочной, осередков, перекаатов, а также их размывом в зависимости от фазы водного режима), направленный характер (вызванный изменением базиса эрозии, изменением стока воды и наносов из-за антропогенного воздействия – строительства гидроузлов, сведения лесов и др.). Среди направленных процессов необходимо выделить местные деформации, возникающие в результате изменения местного базиса эрозии (спрямление излучины вызывает достаточно сильную локальную эрозию до метра и более в год).

В условиях значительного стока наносов сильная аккумуляция в русле может вызвать необходимость наращивания водооградительных валов и проведение дноуглубительных работ, что требует дополнительных капиталовложений.

Скорость аккумуляции на Тереке в среднем составляет 0,3–0,8 м/год на перекатах. Такой же порядок значений имеет эрозия, характерная для плесов.

При анализе направленности вертикальных русловых деформаций не всегда можно выделить сезонную составляющую русловых процессов ввиду ограниченности данных, и интенсивности переформирований в условиях большого стока наносов и колебаний базиса эрозии.

В настоящее время наблюдается достаточно сильная направленная аккумуляция в основной протоке Шавинского разветвления (Гудийский банк), в которой за последние два года на большинстве контрольных створов отложилось от 1 до 2 м наносов. Направленная эрозия на контрольных створах изучаемого участка в основном связана с местными локальными переформированиями: продольными и поперечными смещениями излучин, а также с их техногенным спрямлением. На контрольных створах выше Шавинского разветвления темпы аккумуляции составляют 0,5–1 м/год. В течение межени 2005 г. на участке ниже Шавинского разветвления в районе прорыва вала и выше него преобладала эрозия. Ниже прорана 2005 г. – аккумуляция, связанная с потерями стока воды в основном русле – Аликазган.

Вертикальные русловые деформации являются важным фактором, определяющим водопропускную способность потока и формирование уровней воды. Как показано выше, значительный объем наносов, характерный для нижнего течения р. Терек, находится в непрерывном процессе эрозии, аккумуляции и транзита. При направленной аккумуляции наносов в створе понижается водопропускная способность, уровни воды возрастают при $Q = \text{const}$. Эрозионные процессы играют обратную роль.

Развитие боковой эрозии на р. Терек ограничено берегоукрепительными и струенаправляющими сооружениями (тетраэдрами, шпорами и др.), тем не менее, во время прохождения паводков могут размываться водооградительные валы, что приводит к катастрофическим последствиям (как это было в мае 2005 г. на ПК 707). Наибольшая интенсивность размыва берегов характерна при смещении излучин и она может составлять более 10 м/год. На относительно прямолинейных участках осредненная скорость боковой эрозии составляет 1–2 м/год.

Продольное уменьшение стока воды при прочих равных условиях приводит к направленным вертикальным деформациям русла. Они проявляются в повышении отметок продольного профиля дна, увеличении объема русловых отложений, уменьшении площади поперечного сечения русла.

Непосредственной их причиной является уменьшение транспортирующей способности потока:

$$W_{mp} = QS_{mp} \quad (1)$$

где Q – расход, S_{mp} – мутность воды, соответствующая транспортирующей способности потока.

Эта характеристика зависит в основном от скорости потока и его глубины.

Средний многолетний сток наносов в вершине дельты Терека составляет 15,4 млн. т, максимальный годовой сток (2002 г.) – 50 млн. т [Горелиц и др., 2005]. Средний годовой расход взвешенных наносов в вершине дельты до 1946 г. достигал 824 кг/с. После 1946 г. он постепенно уменьшался и к 1957 г. достиг минимального значения – 170 кг/с. В 1947–1957 гг. расход взвешенных наносов был равен 305 кг/с. В 1958–1968 гг. величина среднего расхода наносов составляла 635 кг/с, а в 1969–1987 г. – 434 кг/с. Изменение объема наносов в вершине дельты определялось изменением стока воды, интенсивностью эрозионных процессов, периодическим ослаблением или усилением селевой активности, положением снеговой линии в горной части бассейна.

Среднегодовой расход взвешенных наносов на участке реки от вершины дельты до ст. Каргалинская уменьшился до 12,3 млн. т/год, т. е. примерно на 20%. В 1977–1982 гг. уменьшение стока наносов колебалось от 20 до 40%, а в 1983–1988 гг. – достигало 60–80%. Причиной уменьшения стока взвешенных наносов является накопление минеральных частиц в русле и на пойме реки выше Каргалинского гидроузла, их поступление в Дзержинский, Сулу-Чубутлинский, Дельтовый и Новотеречный каналы.

Сток взвешенных наносов ниже Каргалинского гидроузла в 1965–1998 гг. в среднем был равен 9,3 млн. т/год. В 2002 г. он достиг рекордно большого значения – 63,7 млн. т [Гидрология устьев..., 1993]. В 2002–2005 гг. средний сток взвешенных наносов в истоке Каргалинского прорыва был равен 27,4 млн. т/год [Горелиц и др., 2005]. До 1977 г. основные потери стока наносов по длине Каргалинского прорыва наблюдались на участке гидроузла – Аликазган (около 4 млн. т), а после открытия прорези через Аграханский п-ов (1978 г.) – на участке Аликазган-Аграханский полуостров (до 3 млн. т/год) [Гидрология устьев..., 1993]. Средний годовой расход взвешенных наносов, поступающих в Средний Каспий, уменьшался с начала 90-х годов – с 210 кг/с (1990 г.) до 33 кг/с (1998 г.). В отдельные годы поступление наносов в море резко возрастало [Гидрология устьев..., 1993].

Увеличение стока наносов на фоне снижения транспортирующей способности потока, вызванного забором воды в оросительные и обводнительные каналы, приводит к возникновению неравенства $W > W_{тр}$. Оно соответствует возникновению направленной аккумуляции в руслах дельтовых водотоков [Алексеевский, Михайлов, 1983], уменьшению площади поперечного сечения между противопаводочными дамбами, увеличению вероятности наводнений.

Деформации продольного профиля дна ниже Каргалинского гидроузла хорошо изучены [Байдин, 1971; Беляев, 1963; Гидрология устьев..., 1993]. Анализ сопоставленных продольных профилей дна за 1914–1978 гг. на этом участке реки показывает

(табл. 1), что направленность и интенсивность вертикальных деформаций [Михеев и др., 1983] связана с сочетанием факторов, влияющих на соотношение фактического (I) и «устойчивого» (I_0) уклона русла реки [Алексеевский, Михайлов, 1983].

После образования Каргалинского прорыва в 1914 г. однонаправленное врезание потока на участке длиной 84 км соответствовало условию $I > I_0$, где I – фактический уклон поверхности дельты в направлении прорыва реки, а I_0 находят по формуле:

$$I_0 = 15 \times 10^{-5} Q_{\phi}^{-1} R_p^{0,75} \quad (2)$$

В соотношении (2) Q_{ϕ} и R_p – соответственно, руслоформирующий расход реки и расход взвешенных наносов руслового генезиса [Алексеевский, Михайлов, 1983]. В условиях высокой водности врезание потока в дельтовые отложения проходило на фоне продольного уменьшения речных наносов.

При отсутствии выработанного русла все речные наносы отлагались в понижениях и водоемах дельтовой равнины в зонах замедления скоростей течения. Скорость направленных русловых деформаций достигала 15–20 см/год, что соответствует исключительно высокой скорости этого процесса [Беркович и др., 2000].

Поскольку врезание потока в дельтовые отложения проходило в малоосвоенной части дельты, а формирование русла способствовало уменьшению площади затопления, то эти события не привели к экономическим и социальным ущербам. К 1939–1940 гг. русло оказалось способным пропускать (без выхода воды на пойму) до 800 м³/с. Русловые процессы на нижних 6 км русла носили аккумулятивную направленность.

Они отражали накопление выносимых рекой наносов в Аграханском заливе. Интенсивность этого процесса сдерживалась снижением уровня Каспийского моря.

В 1940–1962 гг. русловые процессы по длине устьевое участка реки определялись другим сочетанием определяющих факторов. Развитие орошения в бассейне реки и пониженная водность реки привели к уменьшению расходов воды и наносов. Эти факторы неоднозначно влияют на величину I_0 . Интегральный эффект их воздействия привел к увеличению I_0 с 21 до 27,6% [Гидрология устьев..., 1993] на верхних 84 км русла реки. Поскольку фактический уклон был немного больше устойчивого уклона, то, в соответствии с теоретическими схемами развития русловых процессов в устьях рек [Алексеевский, Михайлов, 1983], на этом отрезке Каргалинского прорыва отметки продольного профиля дна в среднем понижались с интенсивностью 2,7 см/год (табл. 1).

На нижнем отрезке русла Каргалинского прорыва направленность и интенсивность вертикальных русловых деформаций определяло снижение уровня приемного водоема (на 0,7 м), приведшее к увеличению уклона водной поверхности, и устьевое удлинение русла (на 11,4 км), вызвавшее, наоборот, уменьшение уклона.

Суммарный эффект этих двух факторов проявился в уменьшении уклона поверхности воды I , что вызвало интенсивные процессы повышения отметок дна (до 9 см/год), поскольку $I < I_0$. Это согласуется с направленностью процессов формирования русла в низовьях равнинных рек при понижении базиса эрозии в условиях отлогого устьевого взморья [Маккавеев, 1951].

В 1962–1976 гг. интенсивность аккумуляции наносов на этом участке реки сохранилась примерно на прежнем уровне (8 см/год), чему способствовало быстрое устьевое удлинение (на 25 км) Терека в пределах Аграханского залива (табл. 1).

Таблица 1.

**Характеристика условий и интенсивности вертикальных деформаций
русла Каргалинского прорыва р. Терек**

Период	Средний годовой рус- лофор-миру- ющий расход воды, м ³ /с	Средний расход рус- ловых нано- сов, кг/с	Изменение		Интенсивность и на- правленность верти- кальных деформаций, см/год
			Длины устьево-го участка, км	Уровня моря, см	
1914–1939	331/720	469	0,6	–1,50	– 15 – –20/70
1940–1962	262/380	380	11,4	–0,70	– 2,7/9,0
1963–1976	156/175	96,8	25,0	–0,52	2,5/8,0
1977–1987	165/175	109	–25,0	1,20	1,5/–200 (1977-1978) 1,5/17,0 (1978-1995)
1988–1995	(182)/ –	118	–24,0	1,15	0/4
1996–2005	(232)/ –	119	–23,5	–0,20	0/4

Снижение уровня моря сдерживало этот процесс, но было недостаточным, чтобы преодолеть аккумулятивную направленность русловых деформаций. Она стала доминирующей и на верхнем отрезке устьевого участка реки [Гидрология устьев... , 1993]. Здесь отметки дна повышались с меньшей скоростью – 2,5 см/год и были обусловлены дальнейшим и сильным сокращением стока воды, повлекшим усиление неравенства $I < I_0$. При этом причины его формирования на различных участках Каргалинского прорыва оказались неодинаковыми.

Резкое уменьшение площади поперечного сечения реки обусловило увеличение частоты и площади затопляемых земель, рост соответствующих ущербов. К этому времени понижения дельтовой равнины были заполнены речными отложениями, что привело к резкому упрощению русловой сети и уменьшению их регулирующего значения для максимального стока.

Вдоль русла Каргалинского прорыва были сооружены противопаводочные дамбы, которые периодически прорывались в период максимального стока. Для решения проблемы наводнений через Аграханский полуостров был сооружен канал, сокращающий длину русла реки на 25 км и обеспечивающий резкое увеличение фактического уклона водной поверхности и транспортирующей способности потока.

Эффективность канала в этом отношении подтвердила направленность русловых деформаций в 1973 г., когда во время затора воды Терека прорвали перемычку в головной части канала и стали поступать на открытое побережье Каспийского моря. В течение 8 месяцев гидравлические условия стока соответствовали уменьшению длины реки на 25 км [Алексеевский, Михайлов, 1983].

Резкое увеличение уклонов и скоростей потока привело к интенсивной регрессивной эрозии дна реки. За первые 3 месяца работы прорези регрессивная эрозия распространилась вверх по руслу на 15 км, к сентябрю зона эрозии охватила участок длиной 20–25 км. Максимальный размыв дна составил 2,2 м. После перекрытия прорези в конце сентября 1973 г. резкое уменьшение уклонов водной поверхности привело к восстановлению режима аккумуляции наносов на нижнем участке русла.

Процессы регрессивной эрозии восстановились в 1977 г., после начала эксплуатации канала через Аграханский полуостров в проектном режиме. Русловые процессы по длине Терека в этот период отражали постепенное повышение уровня Каспийского моря, увеличение стока воды и наносов. Основным фактором изменения их направленности и интенсивности стало увеличение фактического уклона реки по сравнению с его «устойчивыми» значениями [Алексеевский, Михайлов, 1983].

Следствием возникновения условия $I > I_0$ стала эрозионная направленность русловых процессов и врезание потока в толщу русловых отложений на глубину до 2,0 м.

Эрозионные процессы оказались характерны в основном для нижних 45 км русла Каргалинского прорыва. Наиболее интенсивно они протекали в 1977–1978 гг. Снижение уклонов русла вследствие размыва отложений, постепенное повышение уровня моря и выдвижение «новой» дельты уменьшали степень неравенства I и I_0 . Тем не менее, продольный профиль дна занял предельно низкое положение (рис. 1).

В дальнейшем верхняя граница зоны регрессивной эрозии перемещалась вверх по течению, а по длине прорези и Главного Банка постепенно восстановились условия аккумуляции наносов. Этому способствовало небольшое увеличение стока воды и наносов, значительное (на 1,2 м) повышение уровня моря.

В результате фактические уклоны водной поверхности оказались меньше их устойчивых значений, а соответствующие процессы накопления отложений привели к повышению отметок дна со скоростью до 17 см/год (см. табл. 1). На удалении 30–45 км от моря отметки дна понижались до 1983 г., а выше по течению, наоборот, повышались в среднем с интенсивностью 1,5 см/год.

В дальнейшем эти процессы сохранили свою направленность, поскольку уровень Каспийского моря продолжал повышаться (к 1995 г. он возрос на 1,15 м). Одновременно возрастал сток воды и наносов, что увеличивало в соответствии с уравнением (1) «устойчивый» уклон русла и снижало фактический уклон водной поверхности. Поэтому на нижних 20 км русла реки отметки дна повышались с интенсивностью до 4 см/год. В верхней части Каргалинского прорыва отметки продольного дна оставались относительно стабильными.

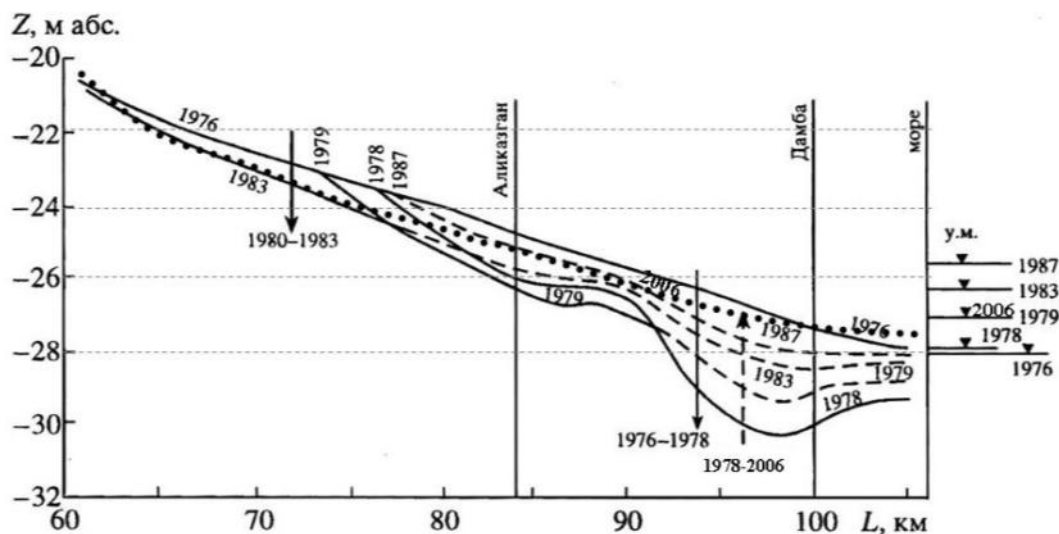


Рис. 1. Вертикальные деформации русла на нижнем отрезке устьевых участков р. Терек в 1976–2006 гг. (с учетом данных [Байдин, 1971])

После 1995 г. уровень моря понижался и к концу 2006 г. достиг – 27,18 м. Этот фактор вертикальных русловых деформаций способствовал увеличению фактического уклона реки. Существенное увеличение расхода воды и наносов способствовало возрастанию и величины «устойчивого» уклона русла. Соотношение же между этими характеристиками на нижних 30–32 км русла ($I < I_0$) по-прежнему соответствовало накоплению русловых отложений, повышению отметок дна (табл. 1). Эти процессы стали одной из причин сильнейших наводнений в дельте Терека в 2002 и 2005 гг.

В историческом прошлом такие наводнения периодически приводили к радикальной перестройке русловой сети в устьевой области Терека [Беляев, 1963; Гидрология устьев..., 1993]. Их причиной становилась большая разница между уклоном реки I по существующему направлению движения терских вод к морю по сравнению с уклоном смежного участка дельтовой равнины I_k . В период одного из мощных паводков и заливания дельтовой равнины времени ее затопления оказывалось достаточно для формирования русла, фиксирующего новое положение гидрографической сети дельты. Этот сценарий повторялся 7 раз за последние 500 лет в дельте Терека и имел соответствующие социальные, экономические и экологические последствия.

В частности, так начался Каргалинский цикл развития дельты реки в 1914 г. Его естественное завершение датируется 1977 г., когда за счет спрямления реки каналом через Аграханский залив была достигнута искусственная стабилизация гидрографической сети дельты. Ее эффект нейтрализовал мощный подъем уровня Каспийского моря. Поэтому наводнения в дельте Терека в последние годы указывают на высокую вероятность нового радикального изменения структуры ее водных объектов.

Увеличение фактического уклона Терека по длине Каргалинского прорыва возможно при дальнейшем понижении уровня Каспийского моря. Влияние этого фактора на увеличение пропускной способности русла может быть ощутимым на нижних 30–40 км устьевого участка реки. Однако, оно окажется значимым, если снижение базиса эрозии будет устойчивым и быстрым, а снижение уровня моря составит не меньше 2 м, что представляется маловероятным в ближайшие 10–15 лет. При снижении уровня моря возрастет скорость устьевого удлинения реки, вследствие которого фактические уклоны водной поверхности уменьшатся, поскольку:

$$I = - \Delta H / \Delta L, \quad (3)$$

где ΔH – изменение уровней воды на участке реки длиной ΔL .

Другим способом увеличения значения I является уменьшение длины русла реки. Максимальный потенциал этого метода в дельте Терека уже реализован при создании канала через Аграханский полуостров и спрямлений некоторых крупных излучин ниже Каргалинского гидроузла [Алексеевский, Михайлов, 1983].

В последние годы спрямлены излучины реки на 100, 95 км реки от ее устьевого створа, с 2006 г. выполняются работы на 80 км от устья Терека.

Существуют планы спрямления реки в районе Шавинского разветвления русла. Эти мероприятия могут обеспечить локальное увеличение уклонов водной поверхности и увеличение пропускной способности русла вследствие эрозионной направленности вертикальных деформаций.

Поскольку дельтовые отложения представляют собой плотные суглинки, то скорость размыва русел по трассе спрямляющих прорезей относительно мала, что снижает эффект быстрой результативности этого метода в дельте Терека.

Уменьшение величины «устойчивого» уклона реки I_0 (в соответствии с уравнением (2) возможно при увеличении руслоформирующего расхода и (или) при уменьшении расхода наносов, поступающих в дельту реки.

Поскольку величина Q_{ϕ} связана с величиной среднего стока и максимальными расходами воды, то этот вариант уменьшения устойчивого уклона за счет целенаправленного изменения Q_{ϕ} неприемлем. Он повышает вероятность формирования максимальных уровней воды и прорыва противопаводочных дамб. Поэтому более реальным вариантом снижения величины I_0 является уменьшение расхода речных наносов. Один из вариантов его уменьшения можно связывать с созданием наносохранилищ, в которых можно задерживать часть взвешенных наносов реки. В этом случае (при $Q_{\phi} = \text{const}$) окажется, что $R < R_{\text{тр}}$, а для участка реки ниже плотины будут характерны процессы врезания потока и увеличения пропускной способности русла, снижающие вероятность наводнений.

Другой способ уменьшения стока наносов, поступающих в русло Каргалинского прорыва, предполагает [Беляев, 1963] рассредоточение стока воды в пространстве дельты. Наличие и использование обводнительных и оросительных каналов, в частности, позволяет уменьшить поступление наносов на устьевой участок реки и, следовательно, снизить скорость утраты пропускной способности русла, повысить его стабильность, снизить вероятность катастрофических затоплений освоенной местности.

Ограничением в использовании этого приема является современное состояние каналов. В своем большинстве они утратили пропускную способность вследствие их заиления [Воробьев и др., 2012]. В середине XX в. из русел этих каналов ежегодно извлекалось до 2 млн. т отложений. Поэтому для решения проблемы наводнений в дельте Терека необходимо восстановить пропускную способность каналов.

Литература

1. Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н. Теоретические схемы русловых перестроений и их применение в дельте Терека // Водные ресурсы р. Терек и их использование. Ростов-на-Дону: Южгипроводхоз, 1983. С. 79–91.
2. Байдин С.С. Стадийность развития устьевой области реки // Тр. ГОИНа, 1971. Вып. 104. С. 5–30.
3. Беляев И.П. Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеиздат, 1963. 208 с.
4. Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение. М: ГЕОС, 2000. 332 с.
5. Воробьев А.Е., Орцухаева З.Ш., Роман А.Т. Характеристика гидрогеологических условий бассейна р. Терек // Труды Международной научно-практической конференции «Наука и образование – ведущий фактор стратегии «Казахстан – 2030». Часть II. Караганда. 2012. С. 278–280.
6. Воробьев А.Е., Орцухаева З.Ш. Анализ возможных вариантов снижения риска наводнений // Гидрогеология и карстоведение: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь, – Вып. 19. 2013. С. 174–178.
7. Гидрология устьев Терека и Сулака. М.: Наука.1993. 160 с.
8. Горелиц О.В., Землянов И.В., Павловский А.Е., Артемов А.К., Яготинцев В.Н. Катастрофический паводок в дельте Терека в июне-июле 2002 года // Метеорология и гидрология. М., 2005. №5. С. 62–71.
9. Горелиц О.В., Землянов И.В., Павловский А.Е., Иллаев Т.С. Русловые де-

формации и перераспределение стока на устьевом участке р. Терек после катастрофического паводка 2002 г. // Водные ресурсы. 2006, т. 33. № 6. С. 677–685.

10. Маккавеев Н.И. Особенности формирования русла в низовьях равнинных рек // Проблемы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 16. С. 49–78.

11. Михеев Н.Н., Кадомский А.М., Максимов Ю.А., Черноусов И.И. Водохозяйственные, гидрологические и рыбохозяйственные проблемы бассейна реки Терек // Водные ресурсы бассейна Терека и их использование. Ростов-на-Дону. Южгипроводхоз. 1983. С. 3–17.

FEATURES OF CHANNEL DEFORMATION FORMATION OF MOUNTAIN RIVERS (BY THE EXAMPLE OF THE RIVER TEREK)

© 2015 A.E. Vorobiev¹, Z.Sh. Ortsukhaeva²

¹Peoples' Friendship University of Russia (PFUR), Moscow, 117198, Miklukho-Maklaya street, 6, e-mail: site@rudn.ru;

²GSOTU named after acad. M.D. Millionshchikov, 364051, Chechen Republic, Grozny, Ordzhonikidze square, 100

The article considers the analysis of vertical and horizontal channel deformations formation of rivers in North-Caucasian region by the example of the river Terek.

Key words: channel deformations, sediments, vertical and horizontal deformations.

УДК 550.837.31

ОПТИМИЗАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗВЕСТНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ

2015 © В.Б. Заалишвили, д.ф.-м.н., Х.О. Чотчаев, Л.Н. Невский, Г.П. Ольховский, С.М. Тибилов, Р.Р. Гогичев

Геофизический институт ВНЦ РАН (ГФИ ВНЦ РАН), Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93 а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье рассмотрены тектонические и магматические условия локализации плутоногенных гидротермальных месторождений колчеданно-полиметаллических и кварц-полиметаллических формаций, приуроченных к Бурон-Саухохскому и Садоно-Унальскому рудным полям Центральной части Большого Кавказа. Приведены результаты комплексных геофизических и геохимических исследований при поисках неглубоко залегающих полиметаллических месторождений. Рассмотрены перспективы использования упругих волн и импульсных электрических полей для глубинных поисков.

Ключевые слова: Северный склон Центрального блока Большого Кавказа, тектоника, магматизм, рудные формации, рудные поля, гидротермальные колчеданно-полиметаллические и кварц-полиметаллические месторождения, комплексирование, геофизика, геохимия, гравиразведка, магнито-разведка, методы сопротивления, ВП-КЭП, МПП, импульсное электромагнитное возбуждение, индуктивная поляризуемость.

Геофизика, являясь инструментом отображения геологического разреза в физических полях, не должна ограничиваться простым моделированием объекта в поле того или иного физического явления. Ее основная роль заключается в умении правильно интерпретировать особенности полученной физической модели на основе знания геологической ситуации региона в целом и района в частности.

При поисках месторождений твердых полезных ископаемых геофизический метод или комплекс методов, как правило, нацелен на обнаружение самого рудного тела, отклик которого в том или ином физическом поле используемого комплекса заведомо спрогнозирован и ожидается определенным графическим отображением прямой задачи. Между тем, любое отклонение реальной геологической ситуации ведет к искажению прогнозируемого ожидания конечного отклика. Такие отклонения могут быть за счет изменения глубины залегания и способа локализации рудного тела, генезиса, типа и минерального состава оруденения, литологии вмещающих пород, присутствия явных рудоконтролирующих или сопутствующих тектонических и магматических факторов, уровня сингенетических или эпигенетических первичных геохимических ореолов, колебаний гидрогеологического режима разреза.

Каждый из приведенного перечня фактор, если имеет место его участие в событии, включая и само рудное тело, трансформирует геофизическое поле искусственного или естественного источника. Иначе говоря, все подверженные воздействию потенциального поля геологические факторы формируют некую интегральную функцию реального состояния определенного геологического объекта, разлагаемую в ряд Фурье в виде элементарных функций влияния каждого из них в отдель-

ности. Высокая весовая значимость влияния отдельного фактора по амплитудному или частотному показателю, не имеющего никакой генетической связи с оруденением определенного типа, может быть ложно интерпретирована как перспективная, в то время как рудоконтролирующий фактор с невысоким или даже низким весовым показателем будет игнорирован, если не знать геологические условия образования интересующего типа оруденения. К примеру, электрические аномалии, вызванные структурами, подверженными графитизации, в разы превышают аномалии от вкрапленного оруденения или сплошных руд, независимо от того, какая рудная формация рассматривается.

Основным формационным признаком образования плутоногенных гидротермальных месторождений региона следует признать подвижные зоны тектоносферы – активные геосинклинальные области, тектонические структуры, способствующие внедрению магмы и образованию в осадочной толще интрузивов, частично дифференцированных по минеральному составу и ассимилированных с вмещающими породами. Последующее отделение от интрузива горячего рудообразующего флюида, его миграция и попутная концентрация металлов характеризуют общий механизм образования плутоногенных гидротермальных месторождений.

Преимущественное развитие на территории плутоногенных гидротермальных месторождений, связанных с внедрением в осадочный комплекс гранитоидной магмы, предопределяет типизацию набора геологических признаков, которые могут наиболее резко влиять на физические поля или сами могут быть источниками физических полей. Создание алгоритма оценки присутствия того или иного геологического признака по характеру изменения физических полей была и остается актуальной задачей.

Статья посвящена геофизическим и геохимическим критериям поисков месторождений известных рудных формаций северного склона Центрального блока Большого Кавказа на основе оценки структурно-тектонических, магматических, литологических особенностей их генезиса.

1. Особенности локализации рудных месторождений

Горная часть территории Республики Северная Осетия-Алания представляет повышенный экономический интерес как район богатый полиметаллическими месторождениями, расположенными в пределах единой киммерийской металлогенической зоны, сформировавшейся в конце юрского – начале мелового периодов в эпоху проявления тектонических процессов складчатости, горообразования и гранитоидного интрузивного магматизма мезозойской эры.

В состав наиболее крупных структурно-формационных единиц киммерийской металлогенической зоны входят подзоны Приводораздельная и Южная.

На рассматриваемой территории Приводораздельная подзона представлена центральной своей частью, известной в литературе как Адайхох-Дарьяльская подзона, и контролирует месторождения основных рудных формаций: колчеданно-полиметаллических и кварц-полиметаллических.

Рудные тела Восточного и Саухохского месторождений, залегающие в кристаллических сланцах буронской свиты (PR_2 - PZ_1 br) согласно кристаллизационной сланцеватости, принадлежат к колчеданно-полиметаллической формации. Руды этого типа состоят из пирротина, пирита, магнетита, халькопирита, сфалерита, галенита и арсенопирита. Локализуются в виде линз, ограниченных по простиранию и паде-

нию десятками и первыми сотнями метров. Их мощность не превышает нескольких метров, реже первых десятков метров. Для всех известных рудных тел этого типа характерно крутое падение, согласно кристаллизационной сланцеватости (50-80°). Из породообразующих минералов присутствуют кварц, серицит, хлорит.

Кристаллические сланцы вблизи рудных линз, как правило, гидротермально изменены и несут гнездово-вкрапленное, реже прожилковое, оруденение сульфидов.

По типу локализации и особенностям строения колчеданно-полиметаллические месторождения следует относить к сплошным рудным телам, образованным путем метасоматического замещения.

Кварц-полиметаллические рудопоявления и месторождения Южной металлогенической подзоны отличаются однообразием форм, минерального состава и генезиса. Все они принадлежат к единому гидротермальному типу одной рудной формации среднетемпературных кварц-полиметаллических тел жильного типа с незначительной примесью других сульфидов. Среди них редко встречаются рудные тела пирротинового состава. Оруденения полиметаллического типа, как правило, локализируются в палеозойском (PZ₃) и нижнесреднеюрском (J₁-J₂) структурных ярусах.

Для полиметаллических месторождений в целом характерна локализация в виде сплошных жильных тел путем выполнения трещин в системе нарушений либо в виде неравномерной вкрапленности в нерудном жильном теле (малой интрузии).

Оруденение этого типа приурочено к Дигоро-Осетинской структурно-формационной зоне Центрального Кавказа, в пределах Садоно-Згидской антиклинали. Ядро антиклинали сложено палеозойскими гранитами, крылья – осадочными (песчаники и глинистые сланцы) и вулканогенными породами (андезитовые и дацитовые порфириты, их туфы, агломераты, туфопесчаники) нижней и средней юры. Мощность вулканогенной толщи колеблется от 30 м в сводовой части до 700–800 м на северо-восточном крыле. Крылья складки осложнены региональными сбросами и сбросо-сдвигами. Трещины северо-восточного простирания выполнены рудными жилами крутого падения. Форма рудных тел – зоны, жилы, линзы, разбитые многочисленными тектоническими нарушениями. Руды бедные и средние. Большинство рудных тел выходят на поверхность, остальные залегают на глубине 50–250 м. Мощность рудных тел составляет от 1 до 5 м. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротинном, главными компонентами из которых являются свинец и цинк.

Размещение и распространение гидротермальных плутоногенных месторождений определяется интенсивностью и физико-химическими свойствами флюидов, литологическими и структурными факторами вмещающей среды, магматической активностью и составом интрузивных внедрений, степенью разрывной тектоники и трещиноватостью, характеризующими проницаемость флюидов во вмещающие породы. Каждая из этих особенностей геологического разреза в отдельности, являясь прямым или косвенным поисковым признаком, одновременно может контрастировать или ослаблять влияние рудного тела на геофизические поля. Это важно учитывать при решении задач структурного контроля рудных провинций, фаций и тектонических особенностей локализации рудных тел.

Представляя салическую группу плутоногенных гидротермальных месторождений, обе формации обязаны своим образованием гранитоидам разных генетических групп, обеспечивающим термальный режим выделяющимся флюидам до их кристаллизации.

Колчеданно-полиметаллические гидротермальные месторождения локализируются во вмещающих кристаллических сланцах согласно их сланцеватости, что свидетельствует об относительно высоком температурном режиме расплава, позволяющего сохранить подвижность флюидов на значительном удалении от интрузива.

В отличие от колчеданно-полиметаллических месторождений, кварц-полиметаллические месторождения характеризуются низкотемпературным режимом, о чем свидетельствует локализация месторождений в самом интрузивном массиве и его апикальных частях, подверженных разрывной тектонике высокого порядка.

2. Тектонический фактор рудной локализации

Представляет интерес научная гипотеза [Ольховский, Тибилов, 1998] истории развития горного сооружения Большого Кавказа с позиций парадигмы тектоники плит, нашедших наиболее полное отражение в работах геологов Северо-Кавказского территориального геологического управления [Баранов, Греков, 1982; Баранов, 1991; Баранов и др., 1995; Тибилов, 1988].

Согласно этой гипотезе «...в результате непрекращавшейся субдукции в конце байоса с южным краем Скифской плиты сталкивается Южная (Закавказская) микроплита – террейн. Происходит закрытие в этой части океанического бассейна и формирование Малокавказской микроплиты. Геодинамическая обстановка коллизии вызвала расслоение южного края Скифской плиты на шולי, перемежаемые внутрикоровыми горизонтами астеносферы, и интенсивную шолевую тектонику с торошением, скупиванием, ротацией и дроблением шолей, а также с образованием клиновидных зон растяжения – минисфенохазмов, сопровождаемое, как правило, базальтоидными излияниями (Ходские анамезиты). По-видимому, в этот период происходит активизация среднеюрского магматизма с внедрением по многочисленным зонам разломов массивов, штоков и даек субинтрузивной и интрузивной фаций габбро-диорит-гранодиоритовой формации. С последней предполагается генетическая связь свинцово-цинкового оруденения Горной Осетии, пространственное размещение которого контролируется структурами зон растяжения».

Месторождения характеризуемых рудных формаций контролируются структурно-тектоническими элементами региона, ранжированных величинами соответствующего порядка от горста до трещиноватости. Можно выделить три основные тектонические структуры: Садоно-Унальский горст, Штулу-Хоресскую грабен-синклиналь (депрессию) и Фиагдонскую антиклиналь, раздробленные тектоническими нарушениями на блоки.

2.1. Садоно-Унальский горст

Горст протягивается в субширотном направлении на 27 км между долиной р. Донисардон на западе и перевалом Кора на востоке. Сложен горст породами кристаллического основания, представленными средне-верхнепалеозойскими гранитоидами мигматит-гранитовой и гранитовой формаций, а также перекрывающими их раннесреднеюрскими отложениями андезидацитового, морской терригенной и глинистых сланцев формаций. Горст представляет собой тектонически сложно построенное сооружение, сложенное разновеликими блоками, претерпевшими в разной степени ротацию, и аллохтонными пластинами и покровами, надвигаемыми, как правило, с юга на север.

Его ядро, сложенное гранитоидами, ограничивается Байрагонским и Куройтинским пологими (10-30°) надвигами, которые от пос. Садон до долины р. Баддон сменяются крутым (70-90°) Садоно-Нузальским сбросом. Далее этот контакт проходит по Дейкаускому взбросу в северо-восточном направлении до долины р. Архондон, где упирается в крутой (80-90°) Диагональный взбросо-сдвиг. Последний ограничивает горст с юга до участка Бозанг (объект назван в честь двух главных геологов Садонского рудоуправления Бочкарева Валерия Федоровича и Зангиева Константина Борисовича, последний трагически погиб при исполнении служебных обязанностей), где, по-видимому, перекрывается пологим (15-30°) Сланцевым надвигом, завершающим на востоке южное обрамление ядра Садоно-Унальского горста.

Садоно-Унальский горст осложнен многочисленными разломами, из которых морфологически наиболее значимым является Диагональный взбросо-сдвиг, который ограничивает с севера Ногкау-Мизурский блок. Переходя через долину р. Ардон, Диагональный взбросо-сдвиг косо пересекает Садоно-Унальский горст, смещаясь в долине р. Архондон с его северного обрамления на южное. Далее разлом принимает субширотную ориентировку и прослеживается до участка Бозанг Джимидонского рудопроявления, ограничивая уже с юга Луарский и Холстинский блоки Садоно-Унальского горста. Мощность Диагонального взбросо-сдвига на правом борту р. Ардон, на поверхности определяется в 20–25 м [Рыпинский и др., 1963]. Здесь же на горизонте штольни 22 (954,2 м) разлом, в большей части сохраняя мощность в 20 м, имеет местами раздувы до 50 м [Лобков, Кучиев и др., 1992]. На левом борту р. Ардон, на северных склонах хребта Сонайраг, вскрытый горными выработками висячий борт Диагонального взбросо-сдвига представлен тектоническим меланжем, сложенным блоками и глыбами преимущественно гранитоидов, а также реже встречающихся вулканитов и алевролитов [Мерочкин, 1979]. Ширина приразломной зоны меланжированных пород более 400 м. Падение взбросо-сдвига юго-западное и южное крутое (65-75°).

В пределах северной приконтактной полосы гранитов садонского типа и лав порфириров, туфов, туфопесчаников осетинской свиты в интервале порядка 15 км локализуются 8 месторождений, приуроченных к оперяющим тектоническим нарушениям высоких порядков и зонам развития трещиноватости.

Диагональный сбросо-сдвиг, пересекая Садоно-Унальский горст, делит его на две неравные части. Западная большая часть поднята по отношению к восточному блоку примерно на 1 км и перемещена к западу на 3,5–4 км, а поперечными разломами разделена на три участка: Гаудор-Кионский, Куройтинский и Ногкау-Мизурский.

По данным гравиметрии [Квят, Тибилов, 1976] и сейсморазведки [Макаровский, 1976] Гаудорской и Фасниджонадонской гранитные выходы представляются плитами, под которыми на глубине 1,0–1,5 км от поверхности имеется, как минимум, еще одна надвинутая гранитная плита, разбитая на более мелкие блоки. Верхние, обнажающиеся на поверхности, и нижние, установленные сейсморазведкой, гранитные плиты полого погружаются на юг и юго-восток. Между ними зажаты отложения вулканитов и глинистых сланцев [Чотчаев, 1990].

По данным бурения мощность Фасниджонадонской гранитной пластины в западной части равна 300 м [Долгов, Мерочкин, 1974].

Гранитоидное ядро Куройтинского блока, занимающего площадь между Згидским и Садонским месторождениями, сложено преимущественно гранитами верхнепалеозойской гранитовой формации. Глубинное строение блока изучено лишь в

западной части, на Згидском месторождении до горизонта 1315 м. Здесь горными выработками установлено, что почти все дизъюнктивные нарушения, осложняющие гранитное ядро, имеют крутое (70°) западное и пологое ($25-40^\circ$) юго-западное падение. Эти разломы, пересекаясь, образуют довольно густую сеть, ориентировка которой в пространстве согласуется во всем с ориентировкой Северного взброса, ограничивающего блок с севера.

Восточный шов главного Садонского разлома является взбросо-сдвигом и осложняет западную и северо-западную части Ногкау-Мизурского блока, ориентирован в северо-восточном ($\sim 38^\circ$) направлении и имеет субвертикальное падение. Разлом изучен горными выработками Садонского месторождения на 4,3 км по простиранию и на 1,6 км по падению. Он представлен мощной (5–15 м) зоной смятия и дробления с характерными линзами глинки трения мощностью от 0,2 м до 1,5 м. По разлому западный блок взброшен с амплитудой на северо-востоке – 20 м, на юго-западе – 170 м и смещен к северо-востоку на юго-западе на 380 м, на северо-востоке на 450 м.

Восточный шов вместе со 2-м западным швом ограничивают Рудный подблок, содержащий основные рудные тела Садонского месторождения. Факта пересечения этими разломами Северного взброса не наблюдалось. Однако многие исследователи предполагают возможность такого пересечения, что может расширить перспективы Садонского месторождения.

Восточная, меньшая часть Садоно-Унальского горста, также как и описанная западная, делится разломами на отдельные блоки, наибольшим из которых является Луарский, занимающий западную котловину этой части. Ограничивается блок на юго-западе и на юге Диагональным взбросо-сдвигом, на восток-юго-востоке Цамадским взбросом. Северное ограничение его, в связи с широко развитыми здесь делювиально-коллювиальными образованиями, неясно. Как отмечено выше, некоторые исследователи предполагают наличие здесь разломов, другие отрицают это и считают, что поверхность блока, погружаясь на север, уходит под эскарп Скалистого хребта.

Сложен блок породами кристаллического фундамента и перекрывающим его комплексом юрских образований. Кристаллический фундамент, представлен преимущественно гранитоидами белореченского комплекса, которые обнажаются лишь в долинах рек Архондон-Архонский и Октябрьский массивы, и Кутардон-Холстинский массив. В последнем появляются сравнительно крупные останцы верхнепротерозойской супраструктуры, сложенные кристаллическими сланцами буронской свиты, а также неправильной формы массивы и дайки микродиоритов, гранодиоритов и диоритовых порфиритов среднеюрской вулканоплутонической ассоциации. На гранитоидах располагаются породы андезидацитовый нижне-среднелейасовой вулканогенной формации, занимающие значительную часть блока на правобережье р. Ардон. Вулканогенные породы перекрываются отложениями морской терригенной формации и формации глинистых сланцев, располагающихся на левом склоне долины р. Ардон и на его правом борту в нижней части р. Уналдон.

Структура блока определяется антиклинальной складкой, ось которой протягивается на северо-восток (45°) от Октябрьского гранитного массива, к устью р. Уналдон и далее по долине р. Ардон. Ось складки полого ($20-30^\circ$) погружается в этом же направлении. Северо-западнее крыло ее имеет сравнительно пологое ($20-45^\circ$) падение на север и осложнено мелкими разломами. Юго-восточное крыло имеет северо-восточное падение под углами $30-50^\circ$ и также осложняется мелкими нарушениями.

В строении блока отмечается увеличение интенсивности тектонической нарушенности к его южному ограничению. Возможно, что это является результатом лучшей изученности этой части блока. Здесь подземными горными выработками установлено, что гранитное основание у Диагонального взбросо-сдвига разбито субширотными и юго-восточными разломами на сравнительно узкие блоки. В юго-западной части, у Архонского месторождения располагается Октябрьский линзовидный блок 1,5 км длины и максимальной ширины 0,5 км. Его сменяет Центральный блок, имеющий форму сравнительно узкой (0,25–0,5 км) и протяженной (3,5 км) пластины, протягивающейся между Архонским и Холстинским месторождениями. Севернее Центрального располагается блок, размеры и северное ограничение которого не установлены. Выделенные выработками блоки содержат рудные жилы с промышленными запасами полиметаллов.

На вулканогенных породах, в южной части блока расположены несколько останцев песчаников и алевролитов морской терригенной формации.

Луарский блок по отношению к расположенному западнее (Ногкау-Мизурскому) и восточнее (Холстинскому и Майрамдон-Восточно-Джимидонскому) блокам является опущенным по Диагональному и Цамадскому разломам. Последние, ограничивая Луарский блок, придают ему форму клина, обращенного узкой частью к югу.

Цамадский взброс является одним из крупных разломов, секущих Садоно-Унальский горст. Он пересекает Холстинский гранитный массив и пространственно совпадает с Уаллагфандагской и Лабыртской рудными зонами Холстинского месторождения. Простираение его северо-восточное (20–30°), падение крутое (70–85°) на юго-восток. Юго-восточный блок по разлому поднят ориентировочно на 300–500 м [Рыпинский и др., 1963].

Восточнее Луарского блока находятся Холстинский и, расположенный севернее, Майрамдон-Восточно-Джимидонский блоки.

Холстинский блок занимает оба склона долины р. Кутардон и Кутардон-Джимидонское междуречье. Ограничивается блок на северо-западе Цамадским взбросом, на юге Диагональным взбросо-сдвигом, на севере – Цагатдонским и на востоке Западно-Джимидонским сбросами.

Сложен блок, выходящими на поверхность, преимущественно на левом склоне р. Кутардон и в долинах его истоков Гурондон и Кайдон, гранитоидами среднепалеозойского белореченского комплекса, а также перекрывающими их в стратиграфической последовательности в междуречье Кутардон-Джимидон нижне-средней-асовыми андезидацитами, средней-асовыми песчаниками и алевролитами и нижне-среднеюрскими глинистыми сланцами. Породы супраструктуры, обнажающиеся узкой полосой на правом борту р. Кутардон, уходят на площади междуречья Кутардон-Джимидон под вулканиты андезитодацитовой формации, где приобретают главную роль в строении кристаллического фундамента Холстинского блока. Представлены они верхний протерозой-нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами буронской свиты и достигают по мощности 400 м. В целом, поверхность фундамента Холстинского блока сравнительно полого (15°) наклонена на северо-восток (35–40°). Она осложнена серией мелких разломов, не вносящих принципиальных изменений в ее характер. Южная часть, обнажающегося гранитного массива, насыщена сравнительно крупными телами неправильной формы, дайками и мелкими штоками диоритов, гранодиорит-порфиоров, габбро-диорит-гранодиоритов Ди-

горской вулканоплутонической ассоциации и, по-видимому, не случайно именно в этой части располагается основная масса жил с полиметаллическим оруденением Холстинского месторождения.

Блоки, расположенные северо-восточнее и восточнее Холстинского блока, завершают на востоке Садоно-Унальский горст и образуют Джимидонское поднятие. Здесь выделяются крупный Майрамдон-Восточно-Джимидонский и мелкий Западно-Джимидонский блоки. Последний рассматривается как промежуточная ступень между погруженной частью Холстинского блока и Восточно-Джимидонским подблоком.

2.2. Штулу-Харесская грабен-синклиналь

Штулу-Харесская грабен-синклиналь выделяется только в западной части Горной Осетии и располагается между Балкаро-Дигорским и Таймази-Лабагомским (Центральным) поднятиями. В Горной Осетии грабен-синклиналь протягивается от перевала Штулу на западе до перевала Кора на востоке, в общей сложности на 66 км. Ширина этой структуры колеблется от 6 км в наиболее широкой части (Сангутидонский прогиб) до полного выклинивания на Кионском поперечном поднятии. Восточное окончание депрессии, зажатое между Джимидонским поднятием и Фиагдонской антиклиналью, имеет ширину в 1–1,5 км и называется Дихкомским швом. В целом Штулу-Харесскую грабен-синклиналь в настоящее время можно рассматривать как шовную зону между Балкаро-Дигорским и Таймази-Лабагомским поднятиями. Предполагается, что в раннем лейасе Штулу-Харесская грабен-синклиналь представляла собой обширный грабен примерно аналогичный ныне существующему грабену Альтиплано в Андийских Кордильерах Южной Америки.

Площадь, занимаемая Штулу-Харесской грабен-синклиналью, равна 252 км², что составляет, примерно, 14% площади зоны Центрального Кавказа.

Кионское поперечное поднятие делит грабен-синклиналь на 2 грабена – Урухский и Ардонский (рис. 6.5.).

Урухский грабен расположен между водоразделами рек Черек-Балкарский-Урух на западе и Урух-Ардон на востоке. Длина его 40 км. Выполнен грабен песчано-глинистыми отложениями нижнесреднеюрской формации глинистых сланцев. Подстилающие их песчаники и вулканиты морской терригенной и андезидацитовых формаций имеют резко грабеновую структуру Урухского грабена, что хорошо иллюстрируется в его западной части, где на поверхность выведены породы фундамента. Преобладающее направление разломов субширотное, реже северо-западное. Широтные разломы имеют мощные зоны дробления с глиной трения или притертыми плоскостями. Северо-западные представлены зонами дробления мощностью от 0,2 м до 25 м. Подавляющее большинство северо-западных нарушений сопровождается густой сетью прожилкового окварцевания, а местами и довольно мощными кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов [Рыпинский и др., 1965].

Ардонский грабен расположен между водоразделами рр. Урух-Ардон на западе и Ардон-Фиагдон на востоке. Длина его 26 км. На севере он ограничивается Садоно-Унальским горстом, на юге – восточным окончанием Таймази-Лабагомского поднятия, Колотинским покровом Мамисон-Казбекской геосутуры и Фиагдонской антиклиналью. Ширина грабена варьирует от 6 км до 1 км.

Выполнен грабен песчано-глинистыми отложениями ниже-среднеюрской формации глинистых сланцев и подстилающими их песчаниками и вулканитами

морской терригенной и андезидацитовых формаций. Последние развиты вдоль южной границы грабена, где наблюдается полная стратиграфическая последовательность осадков нижней юры. На северной границе песчаники и вулканиты встречаются только в зонах разломов, где образуют маломощные линзы (Дейкауский взброс). В структурном плане Ардонский грабен является более сложным сооружением, нежели Урухский, и представляет сложно построенную, опрокинутую на север синклиналь, в которой выделяется северная узкая глубоко погруженная мульда и южная субгоризонтальная или слабо наклоненная на север плита (Нузальские блоки и Кайдонская плита). Южное крыло складки имеет крутое (75°) южное падение. Северное осложнено надвигами, по которым глинистые сланцы из грабена выдавливаются и надвигаются на гранитоиды ядра Садоно-Унальского горста, в результате ротации и перемещения на север Таймази-Лабагомского поднятия. Строение кровли кристаллического фундамента Ардонского грабена Штулу-Харесской депрессии исследовалось на ее западном фланге, к западу от р. Урсдон и на восточном фланге, в Дихкомской шовной зоне. На западном фланге бурились скважины №№ 493 и 495. Первая пробурена вблизи южной границы грабена до глубины 585 м. Скважина из нижнетюркских глинистых сланцев не вышла. При этом скважина пробурена почти по падению этих пород. Вторая – № 495 пробурена у северной границы до глубины 740 м. Скважина на глубине 634 м вошла в песчаники мизурской свиты и до конца бурения из них не вышла. По этой скважине глубина залегания фундамента в этой части грабена определяется ориентировочно в 1200 м от поверхности [Цибиров, Албегова, 1976]. В Дихкомской шовной зоне бурилась скважина № 494 и, в последующие годы, несколько поисково-разведочных скважин, показавшие неглубокое залегание фундамента и его пологое погружение на юг под высоко поднятое сооружение Фиагдонской антиклинали. Общность геологического разреза, а также характер магматизма и металлогении, позволили ряду исследователей предположить единство Джимидонского и Фиагдонского поднятий [Давыдов и др., 1991].

2.3. Фиагдонская антиклиналь

Фиагдонская антиклиналь расположена в центральной части Горной Осетии, где занимает долины реки Фиагдон и ее левого притока Цазиудон, к югу от с. Харисчин. Различными исследователями неоднократно предпринимались попытки отнесения Фиагдонской антиклинали к какой-либо региональной в масштабах Горной Осетии тектонической положительной структуре. Одни считали ее перемещенным с юга на север блоком Таймази-Лабагомского поднятия [Рыпинский и др., 1963], другие же определяли ее как перемещенный с севера на юг блок Садоно-Унальского горста [Газданов, 1977]. По нашему мнению, обособленное расположение антиклинали от других тектонических структур района позволяет выделить ее как самостоятельную структурную единицу.

Фиагдонская антиклиналь представляет собой сундучную складку, протягивающуюся в юго-восточном направлении почти на 10 км и имеющую размах крыльев в центральной части около 5,5 км. Ее ядерная часть сложена породами кристаллического фундамента. Последние представлены образованиями супраструктуры и средне-верхнепалеозойскими гранитоидами белореченского и уллукамского комплексов. Крылья антиклинали сложены породами нижне-среднелейасовой андезидацитовых, среднелейасовой морской терригенной формации и нижнесредне-

юрской формацией глинистых сланцев. Северное крыло складки падает на север под углами 25-30°. Южное крыло осложнено серией субпараллельных сбросов северо-западного простирания, придающих крылу ступенчатый характер. Широкое восточное крыло сравнительно полого (25-45°) погружается на восток-юго-восток (95-110°) в долину р. Цариитдон, где ее левый склон «бронирован» нижней частью галиатской свиты нижнего тоара. Осевая плоскость складки проходит вдоль центральной части кристаллического ядра в направлении 290-295° с крутым падением на юго-запад. Шарнир складки погружается на юго-восток, на правом борту р. Фиагдон, и на северо-запад, в долине р. Гурондон.

Глыбовая структура Фиагдонской антиклинали определяется субширотными разломами взбросового характера на севере и сбросового – на юге. Все эти разломы, как на севере, так и на юге, имеют грубо параллельную ориентировку с крутым (70-85°) падением в южном направлении. Амплитуды перемещений по ним определяются в пределах 600–800 м.

3. Магматический контроль плутоногенных гидротермальных месторождений

Генетическая связь плутоногенных гидротермальных месторождений известных формаций региона с гранитоидами и мелкими интрузивами подтверждается присутствием магматических тел в качестве вмещающей среды либо присутствием в качестве пространственного спутника [Смирнов, 1968].

Из распространенных в структуре Большого Кавказа интрузивных комплексов известные колчеданно-полиметаллические и кварц-полиметаллические плутоногенные гидротермальные месторождения Северной Осетии связаны с гранитоидами Белореченского и Уллукамского комплексов.

3.1. Кассарский комплекс (g PZ₂ ks)

Граниты кассарского комплекса пространственно приурочены к кассарской подзоне зоны Главного хребта. В структурном плане это Таймази-Лабагомское (Центральное) поднятие, его Водораздельный и Лагау-Цмиакомдонские блоки. С породами баддонской, чанчахской свит они имеют тектонические контакты. На участке развития Караугомского и Цейского ледников кассарские граниты прорываются цейскими гранитами дигорской вулcano-плутонической ассоциации.

В составе кассарского комплекса выделяются две фазы: собственно гранитовая и жильная – аплит-пегматитовая.

В пробах и протолочках кассарских гранитов обнаружены магнетит, пирротин, ортит, ильменит, малахит, халькопирит, циркон (до 250 г/т), барит, апатит (до 400 г/т), арсенопирит, пирит, в массивных разновидностях кроме того, – монацит. Средняя магнитная восприимчивость гранитов – 8×10^{-6} СГС, плотность 2,60–2,63 г/см³.

В геохимическом отношении более массивные граниты северной части массива несколько отличаются от собственно кассарских гранитов. При не существенном различии в содержании микроэлементов в первых свинец, цинк и медь участвуют в жильной ассоциации марганец-никель-хром-ванадий-фосфор-олово, во вторых – только свинец. Можно отметить, что кассарские граниты в целом обладают содержанием (10⁻³%): цинка – 5,0; свинца – 4,7; олова – 1,3. Эти данные указывают на то, что в отличие от тектонических зон и связанных с ними процессов, развитых в

гранитах Главного хребта, в кассарских blastsмилонитовых гранитах не происходило перераспределения металлов.

На основе анализа химического состава разновидностей гранитов кассарской свиты [Ермаков, 1981] сделан следующий вывод.

1. Кассарские граниты в дометаморфический этап представляли собой магматические крупнозернистые порфиоровидные породы, видимо, гранодиоритового состава. Обогащение их микроклином, по всей видимости, произошло в заключительные стадии магматического процесса. На это указывает ксеноморфный характер микроклина в массивных разновидностях.

2. В процессе мионитизации происходило перераспределение калия внутри массива, однако, оно не имело столь мощного значения, чтобы объяснить вообще образование гранитов за счет калиевого метасоматоза. На это в первую очередь указывает удивительно однообразный химический и минеральный состав гранитов по всей территории, как в интенсивно мионитизированных разновидностях, так и в относительно целых, близость же кварц-ортоклаз-альбитового отношения среднего состава кассарских гранитов к эвтектоидным вряд ли является случайной. Последнее обстоятельство может указывать также на изохимический характер blastsмилонитовых процессов.

3. Образование мелкочешуйчатого биотита, апатита и турмалина в постформационный этап указывает на богатство летучими компонентами флюидов этого периода и принципиальную возможность наличия редкометального оруденения.

4. В кассарских гранитоидах не известны проявления полиметаллов. Это подтверждается геохимическими данными, которые указывают на отсутствие процесса, разрушающего их связь с другими микроэлементами.

Гранитоидам кассарского комплекса, представленными Дарьяльским, Гвилетским и Кистинским массивами вдоль р. Терек на крайнем востоке рассматриваемой территории, дается [Энна и др., 1988] следующая характеристика.

Вдоль северного контакта гранитов Дарьяльского массива наблюдается мало мощная (до 100 м) толща кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев и филлитов, относимых к мидаграбинской свите. При петрографическом изучении наблюдается, как кварциты с приближением к гранитам переходят в миониты. Мощность зоны мионитов 20–25 м. Дарьяльские граниты были тектонически интродуцированы в отложения мидаграбинской свиты. Контакт впоследствии был залечен (затушеван) окварцеванием.

Интенсивная раздробленность обусловила преобладание среди гранитов гнейсовидных, катаклазированных и мионитизированных разновидностей. Все это вместе с интенсивным калиевым метасоматозом привело, практически, к полному уничтожению первичных структурно-текстурных особенностей пород, первичной протектоники интрузива.

Породы собственно гранитовой фазы представлены светло-серыми порфиоровидными крупнокристаллическими гранитами. В центральной части массива встречаются плагиограниты и гранодиориты.

Породы жильной фации представлены аплитами и пегматитами.

Гвилетский массив сложен гнейсовидными, полосчатыми, катаклазированными и мионитизированными разновидностями. В центральной части массива наблюдаются порфиоровидные, более крупнокристаллические разновидности. В краевых же зонах это преимущественно массивные мелкокристаллические породы со сланцеватой, гнейсовидной текстурой. Состав их: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит.

Кистинский массив также представлен гнейсовидными катаклазированными разностями как порфировых, так и афировых гранитоидов.

Отличительной особенностью дарьяльских гранитоидов от кассарских является отсутствие в них ксенотима и значительное содержание ортита.

Возраст кассарских гранитов среднепалеозойский. По петрографической характеристике и структурно-текстурным особенностям эти породы можно отнести к гранито-гнейсовой формации.

3.2. Белореченский комплекс (γ PZ₂ bI)

Гранитоидные образования белореченского комплекса пользуются достаточно широким площадным распространением. Выходы гранитоидов белореченского комплекса наблюдаются в пределах Садоно-Унальского горста, Фиэгдонской антиклинали, Таймази-Лабагомского (Центрального) поднятия и в выжатых чешуях фундамента в Штулу-Харесской грабен-синклинали.

Крупнозернистые непорфировидные граниты являются одними из наиболее широко развитых пород белореченского комплекса. Они образуют в плане штокообразные и удлиненные, вытянутые в северо-западном направлении тела.

Вмещающими породами для крупных тел гранитов служат мигматиты верхнебалкарского комплекса, контакты с которыми в большинстве случаев собственно магматические и тектонические, обычно кососекущие, реже субсогласные, последние встречаются чаще в кровельной части гранитных массивов.

В кровле гранитных тел обычны многочисленные апофизы гранитов во вмещающие породы. Контактные изменения пород незначительны. В пределах гранитных тел наблюдается увеличение количества мусковита, появление пегматоидных шлировых обособлений и иногда уменьшение размерности слагающих породу минералов. Как правило, эти изменения отмечаются в верхних незначительно эродированных частях массивов и вблизи пологих контактов. Экзоконтактные изменения в мигматитах верхнебалкарского комплекса визуально не фиксируются, что объясняется близостью термодинамических условий образования гранитов и мигматитов.

При пересечении контрастных пород, какими являются габброиды туялинского комплекса, отмечается замещение амфибола биотитом. Зальбанды в габброидах сложены практически мономинеральным биотитом.

В гранитах содержатся многочисленные ксенолиты, в распределении которых нет четкой закономерности. Встречаются участки с повышенным их количеством. По составу среди них выделяются ксенолиты мигматитов верхнебалкарского комплекса и ксенолиты габброидов туялинского магматического комплекса. Кроме того, в строении гранитных массивов участвуют различные новообразования – шлиры и жилы пегматоидного состава, их секут многочисленные дайки гранитов уллукамского комплекса, иногда дайки диабазов казбекского комплекса. Останцы кровли представлены либо кристаллическими сланцами и гнейсами макерской серии, либо мигматитами верхнебалкарского комплекса.

Внешний облик породы даже в пределах одного массива подвержен незначительным вариациям. Это выражается в неравномерном распределении порфировых выделений калиевого полевого шпата и их размеров, структурно-текстурных изменениях, а именно колебаний размерности слагающих минералов, и появлении в некоторых местах гнейсоватости, различимой по ориентированному расположе-

нию биотита. Кроме того, это выражается в изменении цветовых оттенков. Так, например, в одних случаях цвет породы светло-серый, в других – розовато-серый, при замещении биотита хлоритом, зеленовато-светло-серый, а иногда, в местах скопления ксенолитов, содержащих значительное количество амфибола, цвет буровато-оранжево-красный.

Порфиробластовые граниты прослеживаются субширотной полосой вдоль южной границы Дашихохского блока. Они обнажаются к югу от Скалистого хребта по долине р. Урух. Кроме этого, небольшие их тела площадью до 1–1,5 км² обнажены в верховьях р. Сехоладон, к северо-востоку от г. Ваза-Хох и в междуречье Хазнидон-Лахумедон. Отдельные массивы порфириформных гранитов (от 1,5 до 12,5 км²) обнажаются в южной части района в долинах рек Караугом (г. Барзи-Исар), Бартуидон. Вмещающими граниты породами служат различные мигматиты верхнебалкарского комплекса. Редкие маломощные (3–5 м) жилы и дайки, секущие мигматизированные вмещающие породы, встречаются вблизи экзоконтактовых зон и, по всей видимости, являются апофизами массивов. Контактные изменения практически не отмечаются.

Сами граниты прорваны магматическими образованиями более молодого возраста. Это массивы и дайки двуслюдяных гранитов уллукамского комплекса и связанные с ними жилы мусковитовых пегматитов и кварцевых жил.

Характерной особенностью порфиробластовых гранитов является как гнейсоватый облик основной массы, хорошо различимый по расположению слюдястых минералов (биотит, хлорит), так и наличие крупных порфиробласт микроклина размером до 1,0–2,0 x 5,0–7,0 см, распределение последних внутри массива неравномерно. Иногда отмечается их повышенное количество в ассоциации с дайками уллукамских гранитов; в других случаях в ассоциации с повышенным количеством реститов и ксенолитов. Внешне это серая с буроватыми оттенками порода порфириформного облика с крупнозернистой гнейсоватой основной массой. Микроструктура нечеткая гранитовидная и порфириформная. Кроме того, имеет место структура коррозии и замещения, обусловленная наличием микроклина, корродирующего плагиоклаз, и кварца, корродирующего полевые шпаты. Участками она катакlastическая, бластоцементная и симплектитовая, образованная кварц-мусковитовым агрегатом со сложными взаимопрорастаниями. Текстура массивная и гнейсоватая.

Химический и минералогический состав порфиробластовых гранитов варьирует в широких пределах. Наибольшие количественные вариации характерны для микроклина – от 11,3 до 30,0%; биотита от 3,5 до 20,5%; плагиоклаза – от 17,5 до 30,5% и мусковита – от 2,8 до 10%.

На петрохимических диаграммах порфиробластовые граниты характеризуются большим разбросом фигуративных точек, что, в первую очередь, связано с неравномерным распределением метасоматического микроклина.

Так, на диаграммах Штрекайзена, они присутствуют во всех семействах от низщелочных гранитов до субщелочных лейкогранитов. Здесь отмечается прямая корреляция количества кремнезема и суммы щелочей, что не характерно для более молодых гранитоидных образований описываемого района.

Химический и минеральный состав непорфириформных гранитов довольно стабилен. Наибольшие количественные вариации характерны для мусковита – от 2,3 до 11,70%, в меньшей степени это отмечается у биотита – от 4,5 до 11,1%, плагиоклаза – от 21,8 до 31,5% и микроклина – от 17,9 до 29,5%. На петрохимических диа-

граммах крупнокристаллические граниты образуют довольно кучный рой точек, что [Энна и др., 1997], само по себе уже свидетельствует о хорошей гомогенизации вещества.

При сравнении средних содержаний элементов с кларками геохимических элементов гранитоидных образований [Виноградов, 1962] отмечается, что граниты порфиробластовые, как и гранодиориты и тоналиты, имеют пониженные содержания фтора, стронция, бария, ниобия и циркония, при повышенных количествах олова, молибдена, свинца, цинка, ванадия, хрома, никеля и кобальта. Редкометалльный их индекс близок к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда по Л.В. Таусону.

Внедрение гранитоидов белореченского комплекса сопровождалось слабым термально-метаморфическим воздействием на вмещающие породы, причем, если для анатектит-гранитной части субстрата было характерно палингенно-метасоматическое замещение, то для другой, мигматитовой части, контактово-метаморфические изменения сходны с соответствующими изменениями при эпидот-амфиболитовой (?) фации метаморфизма. Соответственно, контур контактово-измененных пород местами приобретает огибающий куполовидный облик, субсогласный контуру гранитного тела, что хорошо прослеживается в мигматито-гнейсах субстрата по ориентированной гнейсоватости, реститам, шлирам меланосомы, ксенолитам фемических пород. Прослеживаемая мощность куполовидных надинтрузивных образований от 200 до 600 м, причем, чем разнороднее вмещающий субстрат, тем отчетливее и мощнее зона надинтрузивного «купола».

Характерным признаком мигматитовых надинтрузивных «куполов» является неравномерное пятнистое проявление высококонтрастных аномалий калия небольших размеров, выявленное на данной территории аэрогаммаспектрометрическими исследованиями.

По своим физическим свойствам (плотность, магнитная восприимчивость) белореченские гранитоиды практически не отличаются от вмещающих их мигматитов и, соответственно, не отражаются в физических полях. При изучении контактовых зон белореченских гранитов с вмещающими их мигматитами верхнебалкарского комплекса (левобережье р. Урух) по методу Т. Барта наблюдается вынос из мигматитов и, соответственно, привнос в граниты кремния, натрия и калия [Энна и др. 1997].

На аэрофотоснимках порфиробластовые граниты характеризуются ровным серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом с крутыми склонами, дендритовидным рисунком речной сети. Крупнокристаллические непорфировидные граниты характеризуются серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом с образованием скальных массивов, дендритовидным рисунком речной сети.

Возраст гранитов предполагается среднепалеозойский, что подтверждается присутствием в белореченских гранитах датировок в интервале 350–425 млн. лет. Более древние реликтовые датировки, по мнению авторов, фиксируют сохранившиеся минеральные виды гранитизируемого субстрата. Имеющиеся определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, дающие возрастной интервал от 254 до 338 млн. лет, что соответствует позднему палеозою, видимо отражают воздействие на них герцинских орогенных тектоно-магматических процессов.

Характеристика гранитоидов белореченского комплекса приведена по материалам Энны Н.Л., Киричко Ю.А. и Письменного А.Н. и касается только западной

части Горной Осетии (листы К-38–28-В, К-38–39-Б и К-38–40-А). Имеющие место гранитоиды белореченского комплекса восточнее меридиана р. Урух, т. е. на Дигорском и Садоно-Унальском горстах, Фиагдонской антиклинали и Таймази-Лабагомском поднятии, описаны Ермаковым В. А. (1981) как образования первой фазы комплекса гранитов главного хребта и фаснальского комплекса. Последние известны в литературе под названием фаснальских и садонских гранитов.

Белореченские граниты представляют собой средне – и крупнозернистые порфиробластовые массивные, чаще такситовые породы. Такситовость обусловлена, как правило, колебанием содержания биотита, неравномерным распределением порфиробласт микроклина, реже изменением зернистости. Цвет серый, розовато-серый, реже – розовый.

Характерным для крупных кристаллов микроклина является наличие в них ранней внутренней идиоморфной части, обрастание которой ксеноморфной внешней оболочкой по К. Менерту (1971) указывает на метасоматический характер последней. Магнитность гранитов белореченского комплекса колеблется в пределах $1-8 \cdot 10^{-6}$ СГС, плотность – 2,56–2,64 г/см³.

В геохимическом отношении белореченские граниты специализированы на свинец, цинк, медь и кобальт. С их выходами пространственно сопряжены все рудопроявления свинца и цинка, включая месторождения Садон и Холст [Энна и др. 1997].

3.3. Уллукамский комплекс (γ PZ₃ u)

Однородные мелкозернистые, обычно двуслюдяные граниты, занимающие большие площади в зоне Главного хребта выделяются в уллукамский комплекс.

Граниты уллукамского комплекса являются широко распространенными интрузивными образованиями описываемого района. Они присутствуют в зоне Главного хребта, где принимают участие в строении Балкаро-Дигорского поднятия, Садоно-Унальского горста, Таймази-Лабагомского (Центрального) поднятия и его блоков: Рудного, Саухохского, Хуппаринского, а также Фиагдонской антиклинали (Бакотинского блока). Наиболее значительные их выходы обнажаются в верховье рек Караугом, Бартуидон и в междуречье Хазнидон-Псыгансу. Слагают они небольшие субизометричные, неправильные, часто вытянутые в широтном направлении массивы размером до 25 км², вскрытые эрозионной деятельностью рек на глубину от 200 до 2200 метров и различно ориентированные мелкие дайки, расположенные обычно вблизи массивов.

Вмещающими породами для мелкозернистых двуслюдяных гранитов служат мигматиты верхнебалкарского комплекса, граниты белореченского магматического комплекса, а также метаморфические образования буронской свиты.

Контакты с вмещающими породами магматические, реже тектонические. Контактные изменения в гранитах проявлены слабо и, там, где они отмечены, сводятся обычно к уменьшению размерности слагающих минералов (зоны закалки) и увеличению количества мусковита и кварца (апикальные выступы и пологозалегающие контакты). При внедрении гранитов уллукамского комплекса в гранитоиды белореченского последние зачастую подвергались микроклинизации.

К апикальным частям интрузивных тел приурочены жилы пегматитов и аплитов, ассоциирующие с гранитами.

Внутреннее строение гранитных тел двуслюдяных гранитов уллукамского комплекса, в отличие от гранитоидных образований белореченского комплекса, харак-

теризуется выдержанностью состава и структурно-текстурного узора, незначительным содержанием, а иногда и полным отсутствием ксенолитов. Новообразования здесь представлены редкими шширами и жилами пегматоидного сложения кварц-альбит-мусковитового состава. Граниты уллукамского комплекса секутся мало-мощными дайками диабазов казбекского комплекса и дайками дацитов, андезидацитов теплинского комплекса.

В составе уллукамского комплекса выделяются граниты, лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты, альбитовые и грейзеновые метасоматиты, которые формировались в две фазы. К первой, главной интрузивной фазе, относятся крупные массивы, штоки гранитов; а ко второй – дайки лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и связанные с ними метасоматические образования.

Граниты первой фазы ($\gamma_1 PZ_3 u$) макроскопически представлены породами серого, светло-серого цвета, иногда со слабым розоватым или зеленоватым оттенком, мелко-среднекристаллические, иногда заметно порфировидные. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, реже порфировидная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. На фоне этого узора наблюдается структура замещения и коррозии, обусловленная сложными взаимоотношениями полевых шпатов, когда микроклин корродирует ранний плагиоклаз и содержит его серицитизированные реликты. В свою очередь, поздний альбит корродирует микроклин с образованием мирмекитов.

Вторая фаза представлена дайками лейкократовых гранитов ($\gamma_2 PZ_3 u$), аплитами, пегматитами, грейзенизированными гранитами и грейзенами, реже кварцевыми и турмалин-кварцевыми жилами. Дайки лейкократовых гранитов являются наиболее широко развитыми образованиями в зоне Главного хребта. Обычно они встречаются в апикальных частях массивов, хотя в отдельных районах (верховья р. Псыгансу) встречаются и отдельно от гранитных массивов. Жильные лейкограниты от аплитов отличаются большей зернистостью и существенно полевошпатовым составом. Макроскопически это светло-серые до белых, мелко-среднезернистые породы, в которых биотит встречается очень редко, мусковит присутствует в количестве до 10%. Сложены они альбитом, микроклином и кварцем, последний присутствует в количествах от 5–10% до 20–30%. Иногда в одной дайке наблюдаются переходы от лейкогранитов к аплитам и кварцевой жиле. Мощность даек от первых метров до первых десятков метров, протяженность до одного километра.

По сравнению со средним содержанием химических элементов в гранитах земной коры [Виноградов, 1962], мелко-среднекристаллические двуслюдяные граниты имеют заметно пониженные содержания фтора, стронция и бария, при заметно повышенных количествах олова, свинца и вольфрама, а также умеренно повышенных количествах молибдена, бора, бериллия, цинка, ванадия, никеля, кобальта и хрома. При сравнении данных редкометального состава гранитов с другими типами описываемых гранитов отмечается стабильность состава, что находит свое подтверждение в единой их редкометальной формуле. Редкометальный их индекс 123 близок к таковому у палингенных (коровых) гранитов известково-щелочного ряда. Индекс концентрации (ИНК), равный 10,2, позволяет говорить об этих гранитах как потенциально рудоносных. В то же время низкое содержание фтора и других летучих элементов является неблагоприятным фактором для рудной локализации. Таким же неблагоприятным фактором для концентрации рудных минералов является широ-

кое развитие денудационных процессов, практически разрушивших большинство кровельных частей гранитных массивов.

В связи с этим, наиболее интересными участками для выделения рудно-магматических систем, связанных с мелко-среднекристаллическими двуслюдяными гранитами уллукамского комплекса, следует считать участки незначительно эродированной кровли гранитных массивов, в которой присутствуют в значительном количестве пегматоидные образования, свидетельствующие о скоплении летучих элементов. Кроме того, одним из необходимых признаков является наличие тел амфиболитов и других высококальциевых образований, являющихся естественными геохимическими барьерами на путях флюидных возгонов.

Имеющиеся определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом дают возрастной интервал от 268 до 325 млн. лет, что соответствует позднему палеозою (карбону).

По результатам изотопного анализа по стронцию, возраст гранитов садонского типа составляет порядка 270 млн. лет, что соответствует пермской системе верхнего палеозоя, а источником вещества гранитов этого типа являются вмещающие их кристаллические сланцы [Волкова и др., 2014], т. е. в процессе конвекционного опускания кристаллическая кора, богатая кремнеземом, попадая в магматический очаг или в струю восходящего плюма, может расплавляться, а мигрируя в верхние горизонты осадочного чехла, частично ассоциируется с вмещающими породами и, в конечном счете, превращается в гранит.

Завершающий этап юрского магматизма сопровождался многократными газовыми прорывами и образованием взрывчатых брекчий, занимающих промежуточное положение между вулканическими породами и гидротермальными образованиями [Побыванец, 1984]. При последующем наложении газовых прорывов и выделяемых гидротермальных растворов образовывались взрывчато-гидротермальные брекчии, являющиеся важными составляющими рудообразующей системы. Выявлено, что с глубиной роль взрывчато-гидротермального брекчирования в формировании рудных тел уменьшается. Такая глубинная связь рудных столбов с участками развития взрывчато-гидротермальных брекчий установлена на месторождении Верхний Згид.

Есть мнение, что проявление взрывчатых процессов в складчатой области знаменует собой начало ее стабилизации и переход в субплатформенное состояние [Борсук, Мисуренков, 1964].

4. Оптимизация комплекса геофизических и геохимических методов поиска гидротермальных месторождений

История использования геофизических методов поисков гидротермальных месторождений основных рудных формаций Горной части Северной Осетии заложена ведущими научно-образовательными центрами СССР (МГРИ, МГУ, ВСЕГЕИ, ИМ-ГРЭ, УДН и т. д.) и продолжается непрерывно почти 80 лет.

Основными «параметрическими» полигонами для опробования геофизических методов являлись месторождения Садонское и Буронское, представляющие две основные рудные формации региона. Первые успехи и последующая череда и успехов и неудач, складывались, частично, из объективной возможности геофизики определенного времени и, в большей степени, из-за недостаточного знания текто-

нических, магматических и структурно-литологических особенностей территории, представляющей чрезвычайно сложный дислоцированный геологический разрез, характерный для областей субдукции.

Многолетний опыт прикладного использования различных комплексов геофизических методов применительно к современному уровню знаний о геологии региона, позволяет критически оценить положительные и отрицательные результаты различных геофизических методов и их модификаций и предложить наиболее эффективный и экономически выгодный комплекс для дистанционного поиска и разведки характерных для региона рудных месторождений.

4.1. Основные этапы проведения геофизических методов и анализ их эффективности

Северо-Кавказская комплексная экспедиция МГРИ в 1932 году рекомендует, как поисковый комплекс для руд буронского типа, естественное поле и магниторазведку, исходя из аномальных показателей вертикальной составляющей вектора магнитной напряженности до 1000 гамм и естественного потенциала (ЕП) до -300 мВ. Аномалии обязаны неглубоко залегающему уровню пирротиновой минерализации и интенсивному поступлению кислорода с трещинными и грунтовыми водами в апикальную часть рудного тела.

Недостатком методов явилась слабая разрешающая способность для слепых рудных тел, залегающих на глубинах ниже 40–50 м.

Садонская опытная Геофизическая партия ВСЕГЕИ [Семенов, 1968] в 1940 году в поисковых целях опробовала на Буронском месторождении методы естественного поля, заряженного тела (МЗТ) и комбинированного электропрофилирования (КЭП) на постоянных токах. Результаты положительны, но разрешения ограничены глубинам меньше 50 м.

Геофизическая экспедиция института физики и геофизики АН Грузинской ССР [Чантурашвили, 1949] провела исследования на Згидском месторождении Садонского типа методами ЕП и КЭП. Результаты по методу ЕП отрицательны, метод КЭП рекомендован для картирования слепых рудных тел неглубокого залегания.

Згидско-Буронская Геофизическая партия Кубанской КГЭ [Багишева, 1954] провела опытные исследования и каротажные работы в штольне для обоснования геофизических методов исследования месторождений Садонского типа. Аномалия ЕП на уровне -270 мВ, фиксируемая в штольне на поверхности не прослеживается из-за недостаточной разрешающей способности метода и измерительных систем. Метод КЭП отмечается положительными результатами, но ограничен глубиной, определяющейся разносами установки (установки КЭП, ориентированные на глубины залегания рудных объектов 100 м и ниже с соответствующими токами питающей линии никто не опробовал).

Опытно-методическая партия КБ КГЭ СКТГУ [Гезин, 1963] проводит опробование метода ВП в разных модификациях на рудных объектах Садонского типа. Рекомендована производственному внедрению модификация ВП-КЭП (метод вызванной поляризации по способу комбинированного электропрофилирования).

Технические и методические возможности поисков глубинных объектов методом ВП-КЭП не исследованы.

Начиная с 1961 года, различными научными и производственными организациями регулярно проводятся обособленные геохимические исследования, результаты

которых не сопоставляются с данными геофизических исследований, что значительно снижает результативность методов, хотя отдельные геохимические индикаторы и мультипликативные ореолы несут весьма ценную качественную и количественную информацию о состоянии аномального объекта.

В начале 80-х годов прошлого столетия этот пробел был исправлен и геофизические и геохимические исследования проводились одной специализированной организацией, за время деятельности которой было отобрано порядка 600 тысяч геохимических проб, основополагающие результаты которых ниже будут приведены.

Методическим прорывом в продолжительной цепи использования геофизических методов в картировочно-поисковых целях, явилось внедрение рудной сейсморазведки для решения задач блокового строения геотектонических структур, метода глубинного заряда (600 м) для поисков стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатно-флишевой толще и глубокозалегающих рудных тел буронского типа в кристаллических сланцах, геофизических методов скважинной геофизики для оценки глубоких горизонтов разведываемых площадей.

Каждый из этих методов имел большие перспективы, если учесть, что период легко открываемых неглубоко залегающих месторождений безвозвратно закончился, и прирост запасов можно было обеспечить только за счет глубоко залегающих месторождений.

4.2. Оптимизация геофизических и геохимических критериев поисков плутогенных гидротермальных месторождений

4.2.1. Кварц-полиметаллические месторождения

Комплекс геофизических и геохимических исследований оптимизирован на основании анализа результатов ранее проведенных исследований методами естественного поля (ЕП), вызванной поляризации способом комбинированного электропрофилеирования (ВП-КЭП) или вертикального электрического зондирования (ВП-ВЭЗ), методов: переходных процессов (МПП), заряженного тела (МЗТ), электрической корреляции (МЭК), сейсморазведки (МОВ, МОГТ), магнито- и гравиметрии, литохимического опробования и петрофизических исследований.

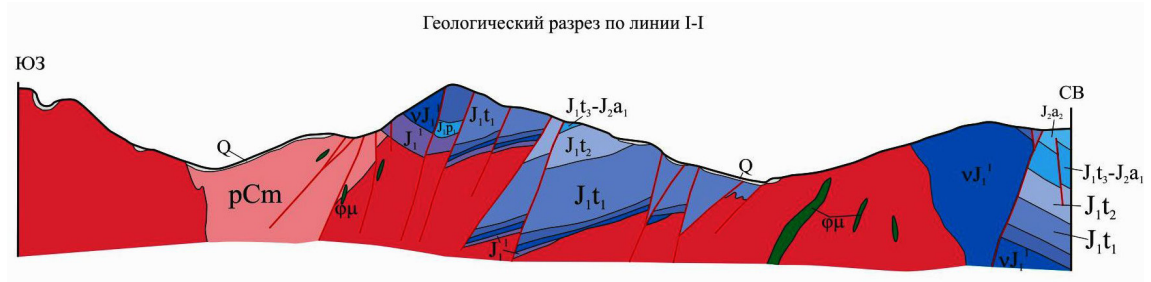
Перечисленные работы проводились в разное время и разными исполнителями отдельными методами или сжатыми комплексами для решения определенных прикладных задач, но при этом обобщений не проводилось.

Специализированные исследования для рекомендации наиболее эффективного комплекса геофизических и геохимических методов поиска известных рудных формаций были проведены в 1978 году [Невский, Буньков, 1976]. В задачу этих исследований не были включены глубинные тектономагматические аспекты рудной минерализации и исследования ограничили поисково-картировочными задачами.

В качестве демонстрационного графического материала, характеризующего отражение кварц-полиметаллических месторождений на геофизических полях, использованы результаты исследований на Садонском месторождении – типичном для кварц-полиметаллических месторождений Садоно-Унальского рудного поля (рис. 1).

На месторождениях Садонского типа методы ЕП и магниторазведки, как методы площадной оценки перспектив рудоносности разреза, не эффективны.

Геологический разрез по линии I-I
Масштаб 1:100000



Приложение 1 к рис. 1.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

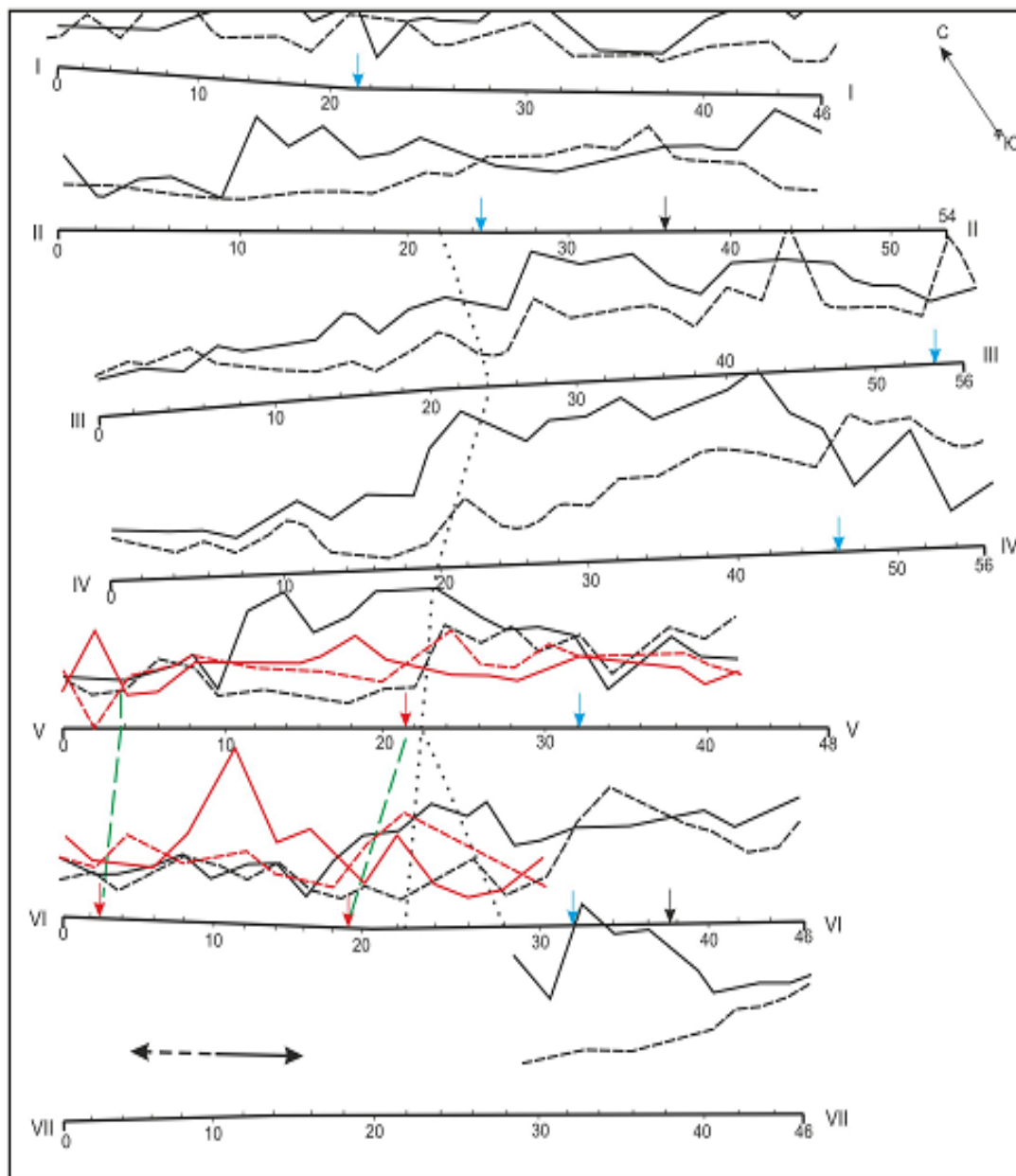
Q	Четвертичная система. Аллювиальные, делювиальные, оползневые и прочие рыхлые образования
J ₃	Юрская система. Верхний отдел. Мальм. Известняки, реже известковистые песчаники
J ₂ bj	Байосский ярус. Глины реже аргиллиты
J ₂ a ₂	Ааленский ярус. Верхний подъярус. Песчаники, аргиллиты с редкими пластами и пачками алевролитов, редко глины
J ₁ t ₃ -J ₂ a ₁	Тоарский ярус. Верхний подъярус. Ааленский ярус. Нижний подъярус. Свита Гули. Аргиллиты с пластами и пачками алевролитов и песчаников
J ₁ t ₂	Тоарский ярус. Средний подъярус. Аргиллиты с частыми пластами алевролитов и песчаников, реже алевролиты
J ₁ t ₁	Тоарский ярус. Нижний подъярус. Аргиллиты
J ₁ p ₂ m	Плинсбахский ярус. Мизурская свита. Песчаники и алевролиты грубоплитчатые с аргиллитами и конгломератами в основании
J ₁ p ₁	Плинсбахский ярус. Нижний подъярус. Ходская свита. Туфопесчаники, туфы, агломераты с линзами конгломератов, лавы порфиритов
vJ ₁ '	Осетинская свита. Лавы порфиритов, альбитофиров, агломераты, туфы, туфопесчаники
J ₁ '	Конгломераты, гравелиты с линзами графита и песчаников
C ₃	Бадская свита. Метаморфизованные конгломераты, кварциты, филлиты
pCm	Буронская свита. Кристаллические сланцы
γπ	Мезозой. Жилы фельзитов
ФМ	Нижний лейас. Порфириты, дайки
γPz ₂	Граниты Садонского типа
	Постепенные переходы между разновидностями магматических пород
	Тектонические нарушения

- ① Участок Саухох
- ② Участок Восточный
- ③ Участок Октябрьский
- ④ Жила Южная
- ⑤ Жила Новогодняя
- ⑥ Жила Промежуточная
- ⑦ Месторождение Левобережное
- ⑧ Месторождение Холст
- ⑨ Месторождение ногкау
- ⑩ Участок Нузальский
- ⑪ Месторождение Садон
- ⑫ Месторождение В.Згид

Приложение 2 к рис. 1.

проводящих минералов в кварц-кальцитовых жилах, что характерно для месторождений Садонского типа.

Наиболее эффективным представляется метод ВП (рис. 2) с разносами питающей линии 240 м, чувствительность и глубина исследований которого превышают возможности метода ЕП за счет использования искусственного источника тока, позволяющего регулировать силу тока в питающей цепи.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ








- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Сеть геофизических наблюдений (арабская цифра - номер швета, римская - номер профиля) |  | Аномальные пересечения графиков η_k |
|  | Графики ρ_k и η_k (1 см=200 Ом*м). 1. Установка АМНС
2. Установка ВМНС |  | Линии корреляции аномальных пересечений η_k |
|  | Графики ρ_k (1 см=1%). 1. Установка АМНС
2. Установка ВМНС |  | Контакты пород различного сопротивления |
|  | Точки пересечений графиков ρ_k .
1. «Проводящих». 2. «Непроводящих» | | |

Рис. 2. План графиков ρ_k и η_k по методу ВП-КЭП. Участок Садон

На месторождении «Октябрьское» площадной съемкой выделена аномалия, где поляризуемость достигает 5% при фоне 0,75–1,0%. Контур аномалии совпадает с расположением рудного тела на глубинах 40–80 м и погружающегося к северу на глубину более чем 100 м. Аномалия постепенно уменьшается с увеличением глубины залегания и снижается до фоновых значений в северной части площади, где глубина залегания рудного тела достигает 100 м. При этом ореол вкрапленной сульфидной минерализации над рудным телом, ограниченным кровлей гранитов, достигает 40 м. Т.е. метод ВП-КЭП с разносами 240 м выделяет рудные объекты, залегающие на глубине до 60–70 м, что составляет четверть длины разносов питающей линии. Для обнаружения рудных объектов на глубине порядка 100 м и глубже соответственно следует увеличивать разносы установки ВП-КЭП до 400–500 м. В условиях реального рельефа известных рудных месторождений выполнить полевые исследования такими длинными установками не просто, и требуется особый профессионализм исполнителей и совершенная беспроводная дуплексная связь.

Следует подчеркнуть, что результаты метода ВП-КЭП характеризуют глубину залегания не самих рудных тел, а верхней границы окolorудного вкрапленного оруденения. Мощность зоны ореола вкрапленного оруденения достигает 30–40 м.

В случае серии сближенных рудных жил, ореолы смыкаются и дифференцированию не подлежат, так как образуется единый аномальный объект. Аномалиеобразующим объектом практически являются не сами рудные тела, а сопровождающие их ореолы вкрапленности колчеданных минералов – пирита, халькопирита, пирротина.

Относительно эффективности методов электрического сопротивления следует признать их удовлетворительную разрешающую способность при детализации структурно-тектонического положения площади аномального объекта для картирования разрывных нарушений высоких порядков, зон гидротермальных изменений, контактов вмещающих пород и интрузивов, магматических и осадочных комплексов.

Геофизические аномалии электрической проводимости в пределах Садоно-Унальского рудного поля очень часто связаны с пиритизацией, графитизацией, фильтрационными и диффузионными электрическими полями. Определения природы этих аномалий наиболее эффективно решается геохимическими исследованиями химических элементов-индикаторов по первичным и вторичным ореолам рассеяния.

Геохимические аномалии выделяются, в основном, по мультипликативным ореолам на основе сравнения с параметрами фонового распределения по принципу трехкратного превышения на не менее трех соседних профилях наблюдений. Опробовано более 15 вариантов мультипликативного набора. Наиболее оптимальным вариантом выделения аномальных геохимических ореолов является обобщенный контур двух мультипликативных наборов – (Pb, Zn, Ba, Ag, As) и (Cu, Co, Mo, Sn) (рис. 3). Вторая мультипликация имеет гораздо меньшее распространение и ее контур часто располагается внутри первой. Лишь в единичных случаях контур второй мультипликации расширяет обобщенную аномальную площадь.

Мультипликативные ореолы первого набора элементов часто характеризуются средне- и высокоинтенсивными значениями в противоположность второму набору, представляющему слабоинтенсивные участки.

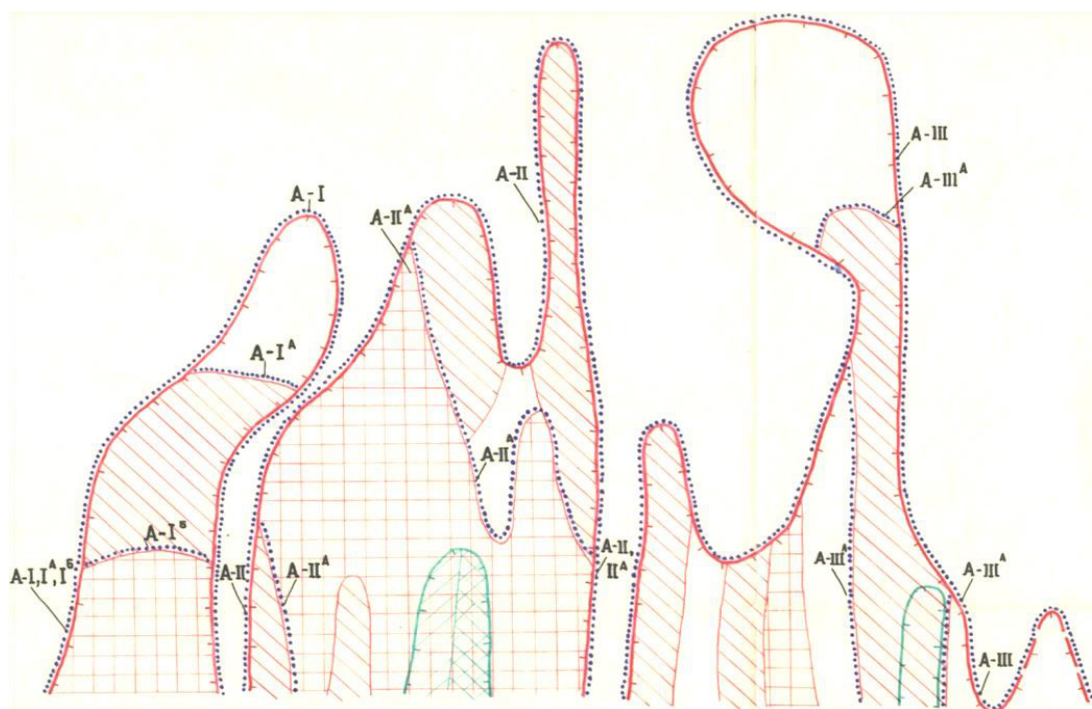


Рис. 3. Вторичные мультипликативные ореолы по *Pb, Zn, Ag, Ba, As* и *Cu, Co, Mo, Sn*
Участок Садон.

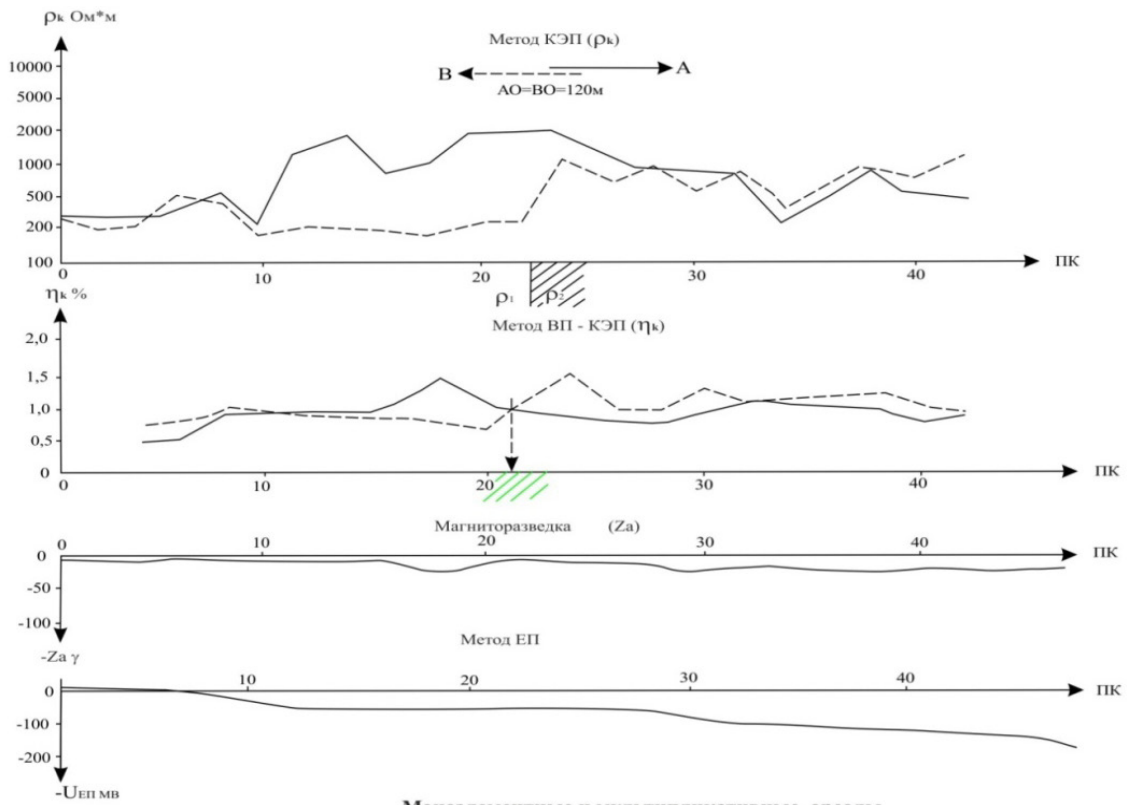
Выделенные ряды представляются оптимальными для данного рудного поля, но в пределах отдельного месторождения, в зависимости от фациальных особенностей рудообразования, их комплекс может меняться.

Для оценки перспектив рудного объекта очень важно знать уровень его эрозионного среза. Оценить его геофизическими методами практически не представляется возможным. Определение уровня эрозионного среза является очень важной задачей и от ее решения зависит промышленная ценность рудного тела как месторождения.

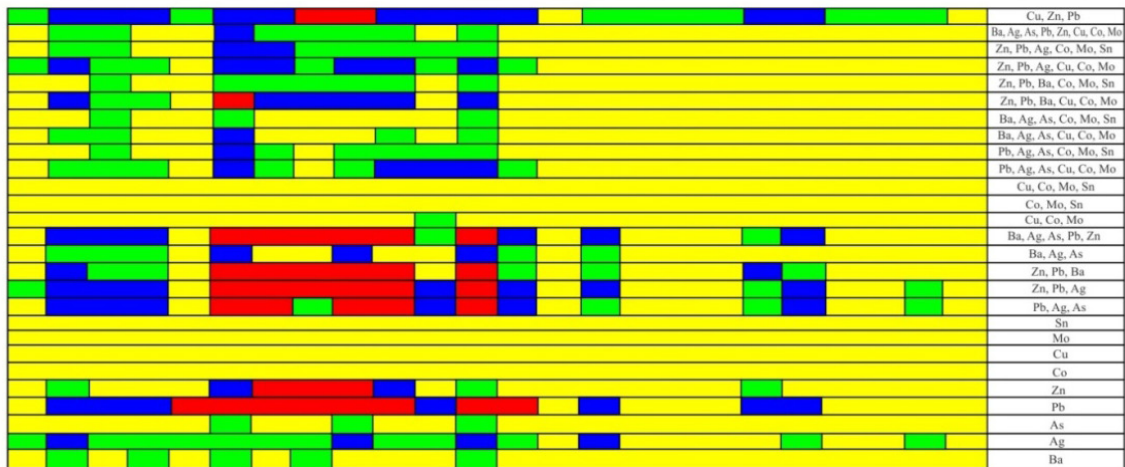
Для кварц-полиметаллических руд Садонского типа определение уровня эрозионного среза выделенных мультипликативных аномалий проводилось установлением ряда осевой зональности на примере известной жилы Южной, на которой литохимическому опробованию были подвергнуты 7 горизонтов (550 м по падению рудного тела).

Обобщенный мультипликативный ореол составили элементы: Pb, Zn, Ba, Ag, As и Cu, Co, Mo, Sn. Показатель зональности определялся отношением нормированного среднего геометрического содержания данного элемента к сумме аналогичных средних содержаний всех элементов-индикаторов в мультипликации. Получен следующий ряд элементов-индикаторов вертикальной зональности: Pb-As-Ba-Sn-Cu-Co-Ag-Zn-Mo. Нехарактерный сдвиг вправо серебра объясняется влиянием элементов проб, отобранных в кровельной части смежного слепого рудного тела, расположенного параллельно жиле Южной и вскрытого выработками на 2-м и 4-м горизонтах.

Нетипичное место в ряду олова, по-видимому, определяется его не гидротермальным генезисом, а палингенным происхождением интрузий гранитов за счет расплавления осадочных пород, обогащенных оловом [Барсуков, 1964].



Моноэлементные и мультипликативные ореолы



Геоэлектрический разрез по профилю V

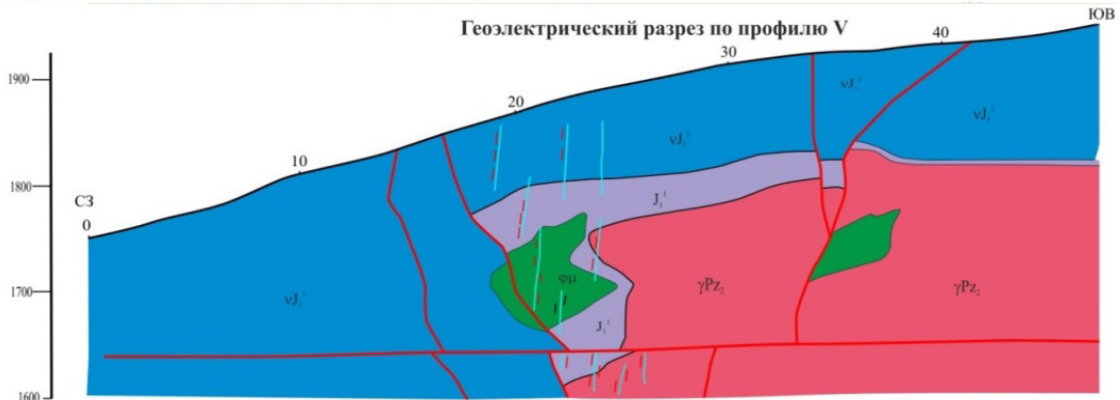


Рис. 4. Результаты геофизических и геохимических работ Участок Садон

Рис. 4. Результаты геофизических и геохимических работ. Участок Садон

Аномальный мономинеральный ореол из элементов этого ряда на уровне отбора указывает на уровень эрозионного среза рудного тела на поверхности, где были отобраны геохимические пробы первичных ореолов.

Смещения вторичных ореолов относительно первичных, часто наблюдаемые при геохимических исследованиях в высокогорных районах, корректируются геофизическими аномалиями, как правило, тяготеющими к первоисточнику, т. е. к рудному телу.

Результаты геофизических и геохимических исследований обобщены в геологический разрез (рис. 4).

4.2.2. Колчеданно-полиметаллические месторождения

Особенности геофизических полей над колчеданно-полиметаллическими рудными объектами региона приводятся на примере месторождения Саухох, использованного в качестве эталонного объекта для опробования широкого комплекса геофизических методов с целью рекомендации оптимального комплекса для поисков руд колчеданно-полиметаллического типа.

Рудная зона представлена серией обособленных, кулисообразно расположенных линзовидных тел. Общая мощность зоны составляет 50–80 м, протяженность зоны 600 м.

Основными факторами локализации оруденения являются наличие зоны смятия и разломов западного-северо-западного простирания, сопровождающихся опережающими зонами пиритизации, хлоритизации, окварцевания и серицитизации вмещающих кристаллических сланцев буронской свиты. Вмещающие породы характеризуются кварц-андалузит-двуслюдянными и кварц-полевошпат-двуслюдянными сланцами.

Плотность разновидностей вмещающих пород составляет 2,60–2,74 г/см³ при колебаниях удельного электрического сопротивления от 1000 до 1600 ом, фоновом уровне поляризуемости 1,3–1,5% и магнитной восприимчивости $12-18 \times 10^{-6}$ CGS.

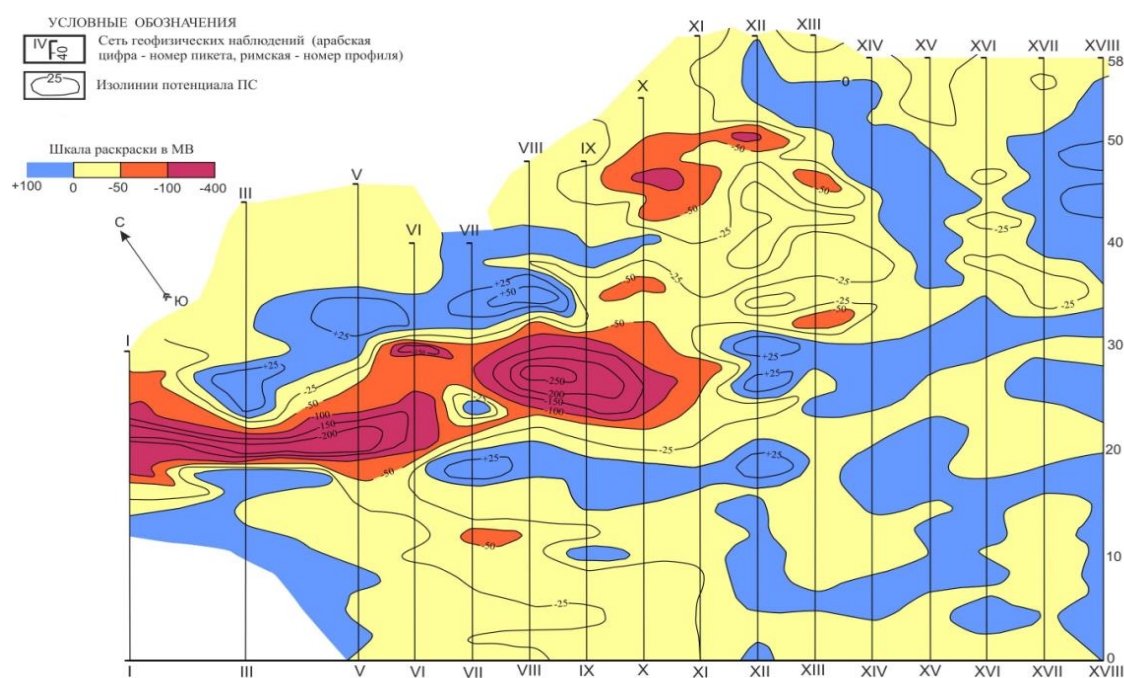
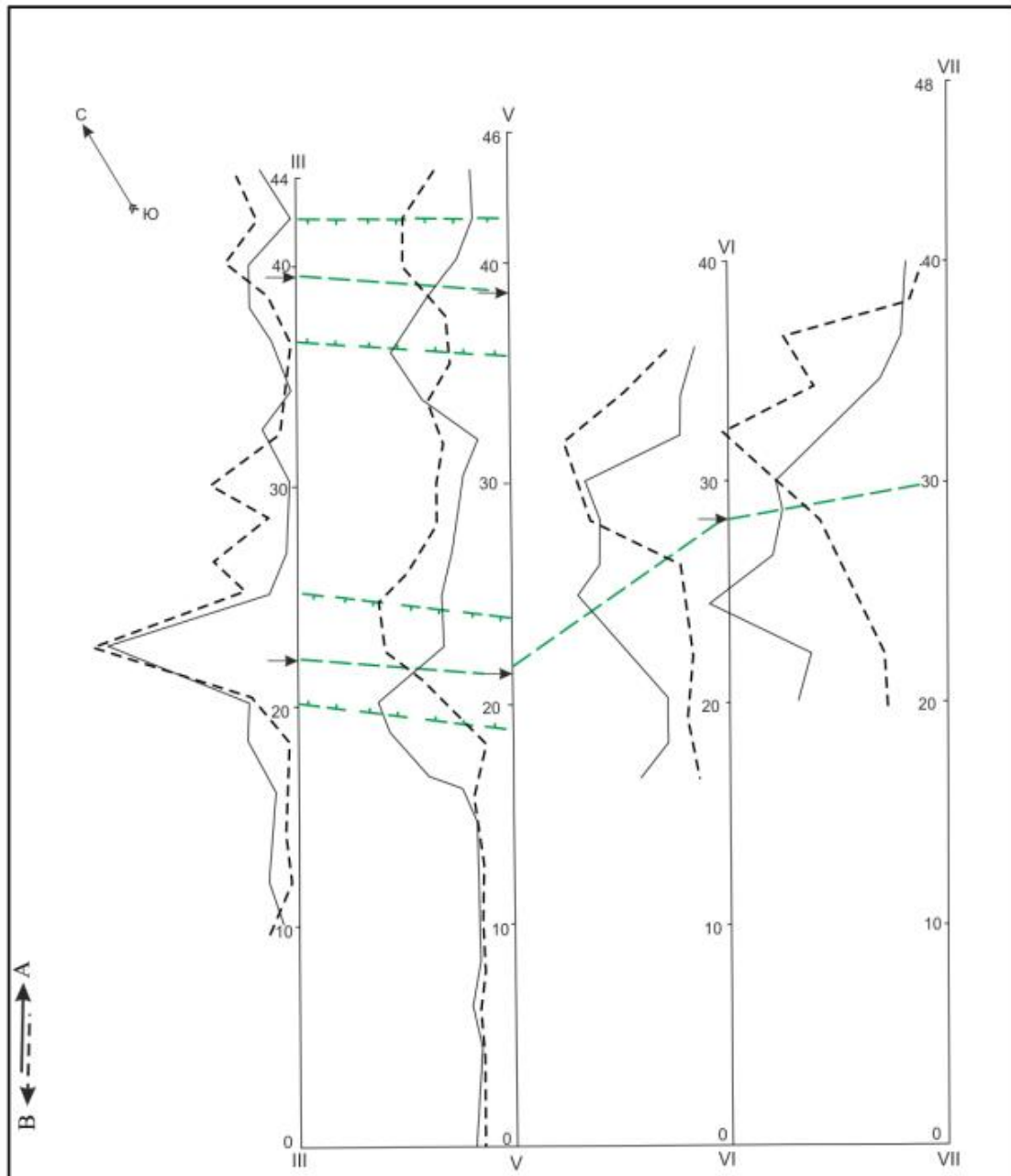


Рис. 5. План изолиний ЕП. Участок Саухох.



Условные обозначения:

- графики η_k методом ВП-КЭП установкой АМНС
- графики η_k методом ВП-КЭП установкой ВМНС
- - - линии корреляции аномальных пересечений графиков η_k
- ⊥ ⊥ ⊥ контуры аномальных зон графиков η_k
- ⊥ ⊥ ⊥

Рис. 6. План графиков η_k по методу ВП-КЭП. Участок Саухох

Соответствующие значения физических параметров для графитизированных зон вмещающих пород составляют: $2,5 \text{ г/см}^3$, $0\text{--}50 \text{ омм}$, $22,0\%$, $16 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$.

Для руды эти параметры следующие: $3,75 \text{ г/см}^3$, $0\text{--}1 \text{ омм}$, $20,0\%$, $5000 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$.

Рудная зона отмечается отрицательным потенциалом естественного электрического поля, достигающим абсолютной величины 250 мВ , которая образуется за счет окислительно-восстановительного процесса, протекающего в рудном теле (рис. 5).

Вертикальная составляющая вектора магнитной напряженности над рудными телами достигает $1000\text{--}2000 \cdot 10^{-6}$ CGS, дифференцируя зону на кулисообразно расположенные рудные тела. Вмещающие породы, подверженные гидротермальному изменению и пирротинизации на порядок имеют меньшую магнитную восприимчивость.

Аномалии вертикальной составляющей вектора магнитной напряженности от рудных тел, пересчитанные на высоту 50–70 м, уменьшаются до $30 \cdot 10^{-6}$ CGS, что соответствует, практически, погрешности аэромагнитной съемки, т. е. объекты, подобные рудным телам месторождения Саухох, не будут фиксироваться аэромагнитной съемкой.

На кривых методов ВП-КЭП и ВП-ВЭЗ, проведенных с целью прослеживания рудной зоны по простиранию и падению, объект уверенно отмечается низкими значениями удельного электрического сопротивления до 1 ом·м и поляризуемостью до 8–30% (рис. 6).

На глубинах 150–220 м вертикальными электрическими зондированиями отчетливо отмечается высокоомный горизонт, который можно увязать с подошвой рудной зоны либо кровлей гранитной интрузии.

Положительные результаты над рудной зоной Саухохского месторождения получены методами переходных процессов (МПП) и заряда, по аномальным отклонениям которых прогнозные запасы месторождения оценены в 10–20 тыс. т металла (при последующем вскрытии рудных тел горными выработками подсчет запасов был проведен методами электрической корреляции и заряженного тела, который составил 42 тыс. т металла).

По данным геохимических исследований на участке Саухох выделены три обобщенных мультипликативных ореола, площадь развития которых хорошо согласуется с комплексными результатами геофизических наблюдений (рис. 7). Рудное тело на месторождении Саухох отчетливо отмечается всеми геофизическими методами и геохимическими ореолами (рис. 8).

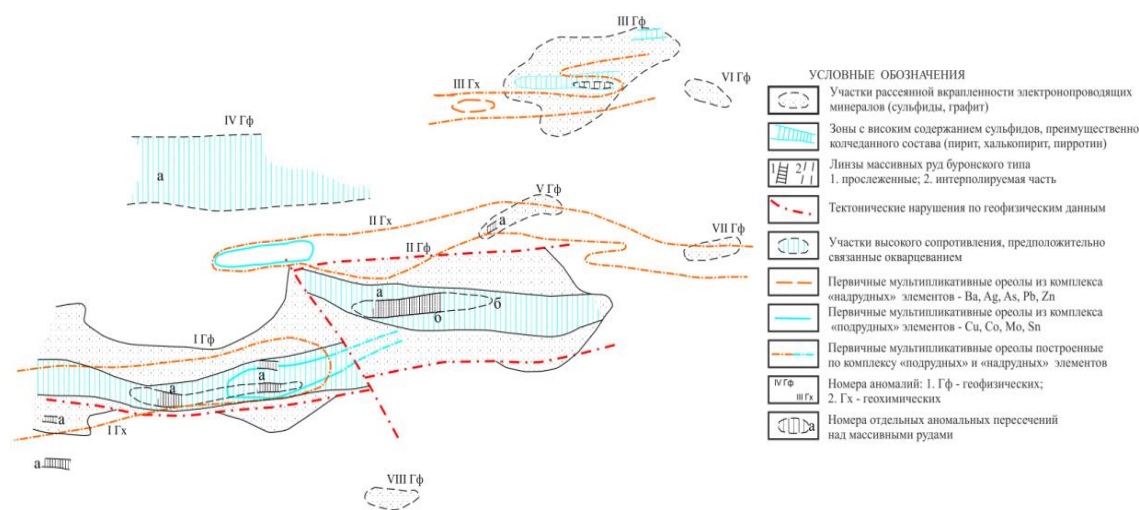


Рис. 7. Карта результатов геофизических и геохимических работ. Участок Саухох

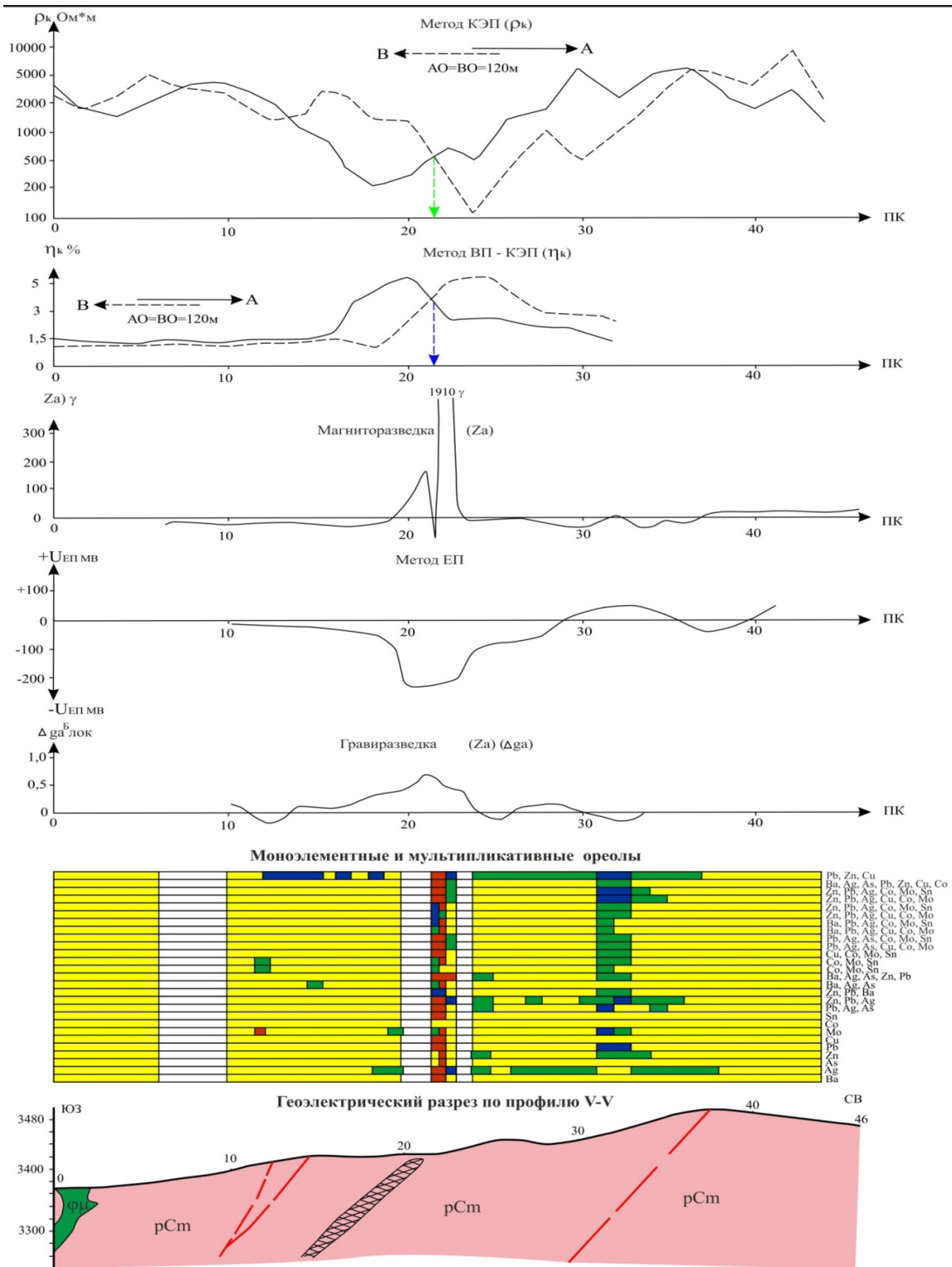


Рис. 8. Результаты геофизических и геохимических работ Участок Саухох

Рис. 8. Результат геофизических и геохимических работ. Участок Саухох

Как было отмечено ранее, рекомендованный к опробованию геофизический комплекс методов включал, в основном, малоглубинные поисково-картировочные методы геофизики, нацеленные на обнаружение неглубоко залегающих рудных тел.

Исключение составил метод гравиметрии, глубинность которого определяется не методикой полевых наблюдений, а решаемой задачей и способом обработки полевых материалов, системой вводимых поправок в измеренное значение ускорения силы тяжести.

При погрешности измерений 0,07–0,08 мГал, рудные тела Саухохского месторождения отмечаются аномальными значениями ускорения силы тяжести до 0,7–0,8 мГал, что соответствует влиянию объекта с параметрами $15 \times 100 \times 110$ м, обладающего избыточной плотностью 1,0–1,1 г/см³ и залегающего на глубине порядка 15 м. Даже в случае использования высокоточных кварцевых гравиметров с погрешностью измерения 15 мкГал такие мелкие рудные объекты могут фиксироваться на глубинах не более 45 м.

Руды Садонского типа, несмотря на протяженность зон по простиранию и падению в сотни метров, не обладают достаточной объемной концентрацией, чтобы создавать локальные аномалии силы тяжести, которые можно было бы уверенно фиксировать высокоточными гравиметрами.

Таким образом, прямые поиски плутоногенных гидротермальных месторождений колчеданно-полиметаллической и кварц-полиметаллической формаций проведенными выше геофизическими методами в комплексе с изучением особенностей первичных и вторичных геохимических ореолов ограничиваются глубинами 60–70 м и в условиях, когда практически все неглубоко залегающие месторождения территорий перспективных рудных полей открыты, разведаны и выработаны, могут быть признаны эффективными, если технологии их проведения предусматривают исследования глубин до 250–300 м.

На такой глубине центра возмущающей массы с избыточной плотностью 1,2 г/см³ гравиметры с разрешением 15 мкГал могут фиксировать объекты объемом порядка $50 \cdot 10^6$ м³, какие на известных рудных полях описываемой территории и изведенных глубинах не известны, что прямо указывает на бесперспективность использования гравиметрии в поисковых целях. Однако это не означает бесперспективность метода гравиметрии при структурно-тектоническом контроле рудоконтролирующих факторов (слепые гранитоидные тела и жильные интрузии второй фазы магматического внедрения, флюидоподводящие тектонические нарушения, зоны повышенной трещиноватости, брекчирования).

Основным признаком выделения магматического тела гравиметрическим методом во вмещающих породах Садонского рудного поля следует ожидать протяженные положительные аномалии ускорения силы тяжести порядка 0,5–0,7 мГал, в то время как в кристаллических сланцах аномалия силы тяжести такого же порядка будет отрицательной.

Поскольку локализация магматического тела будет определять дальнейшую последовательность комплексных исследований для определения рудной минерализации, совместно с гравиметрией, желательны проведение сейсмические наблюдения по методике МОВ или КМПВ (для протяженных и неглубоко залегающих магматических тел).

Метод ВП-КЭП, эффективный при поисках руд как колчеданно-полиметаллической, так и кварц-полиметаллической формаций, необходимо проводить с измерительными установками, в которых длина питающей линии будет превышать ожидаемую глубину рудной минерализации не менее чем в 3–4 раза. В высокогорных ландшафтных условиях бригадный способ передвижения с установкой ВП-КЭП

значительно ограничивает маневренность, а сам метод позволяет получать сведения об удельном электрическом сопротивлении и поляризуемости пород на определенной глубине, ограниченной фиксированным значением питающей линии. Геологический разрез выше и ниже этой определенной глубины остается неинформативным. Между тем, известно, что многочисленные модификации метода электрического сопротивления имеют различную разрешающую способность, детальность и информативность о глубине, при одних и тех же соотношениях питающей линии. Эти атрибуты обратной задачи для каждой модификации различны, как известно, и в разных геологических средах.

Устанавливая для метода ВП-КЭП нижнюю границу исследований, определяется и часть геологического разреза выше этой границы, попадающая в зону тени для зондирующего тока. Для каждого определенного геологического разреза зона тени будет разной.

Этот существенный пробел может быть разрешен, если использовать электрографическую установку, с равнозначным максимальным разносом и предусматривающую проведение большинства модификаций метода электрического сопротивления.

Индивидуальное независимое перемещение членов бригады при секционной сборке электрографической установки позволяет без особого труда растянуть установку любой длины с любым количеством однотипных электродов. Используемые в дальнейшем модификации метода электрического сопротивления могут быть определены на основе опытно-тематических разработок для каждого обособленного геологического разреза.

Месторождения рудных формаций региона часто сопровождаются зонами графитизации, отражающимися в электрических полях, как и рудные тела. Недостаток масс графитизированных зон ($0,25 \text{ г/см}^3$) относительно кристаллических сланцев является недостаточным фактором для их дифференцирования в разрезе кристаллических сланцев.

Геохимические исследования по первичным и вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов рудных тел громоздки в лабораторном исполнении и трудоемки в обработке, а современная действительность и вовсе ставит под сомнение возможность выполнения лабораторного комплекса определений. Кроме того, часто нет возможности эталонной разработки для создания оптимальной мультипликации элементов-индикаторов и сравнительного анализа мультипликативных аномалий.

В этой связи уповать на плодотворные геохимические исследования не приходится.

Между тем задачу определения рудной природы аномалии поляризуемости можно решить, используя параметр индуктивной вызванной поляризуемости (ИВП), возникающей при использовании электромагнитных полей как самоиндукция геологической среды в момент протекания переходных процессов.

Теория и практика методов МПП и ВП свидетельствует о тесной связи явлений переходных процессов и поляризуемости в среде, так как первичное поле возбуждает оба процесса одновременно. Поляризуемость определяется, как способность частиц на молекулярном уровне приобретать определенный (не всегда коллинеарный вектору первичного поля) дипольный момент под действием электрического поля.

Для поиска глубокозалегающих рудных залежей, контролируемых не выходящими на поверхность гранитоидными массивами, метод вызванной поляризации проводится в импульсном варианте. Изучаются изменения в пространстве и во времени вторичные электрические поля индуцируемые неоднородностями разреза под воздействием прямоугольных импульсов гальванически возбужденного первичного электрического поля.

Длительность первичного электрического импульса должна обеспечить дистанцирование во времени индуктивной поляризуемости от влияния наведенного поля переходных процессов.

Переходный процесс в электрической цепи определяет кратковременное становление поля от одного энергетического состояния к другому энергетическому состоянию, при котором возникает внесенная индуктивность, эквивалентная вещественной части вторичного потока электромагнитного поля петли, индуцированной от среды.

Постоянная времени переходного процесса, в течение которой амплитуда электромагнитного поля изменяется в $e = 2,71$ раз, зависит от параметров магнитной и диэлектрической проницаемости и проводимости среды. Эти параметры определяют активный или реактивный характер геологической среды, т.е. в какой степени расходуется ток на прогрев пород пропорционально их проводимости, поляризацию электронно- и ионопроводящих объектов либо на генерацию вторичных индуктивных полей за счет переходных процессов. Реактивная составляющая обязана вторичным электромагнитным полям, возникающим за счет неоднородностей среды, включая и рудную минерализацию. Такими вторичными (индуктивными) электромагнитными полями являются токи поляризации диэлектриков, сегнетоэлектриков и токи, индуцированные переходными процессами.

Сигнал наведенной индуктивной вызванной поляризуемости по знаку противоположен сигналу индуктивности самой петли, эквивалентной электромагнитному потоку от проводящей рудной залежи, что ведет к ее частичной, а иногда и к полной компенсации и пропуску рудной залежи. Разделение индукционного и поляризационного эффектов представляет большой практический интерес как для устранения искажающего влияния ИВП при интерпретации данных метода МПП, так и для получения дополнительной информации о поляризуемости среды [Евдокимов С., Евдокимов И. 2014] на начальной стадии формирования дипольного момента.

Процесс становления электромагнитного поля зависит от особенностей геологического разреза, а индуцированные при этом вторичные электромагнитные поля обязаны неоднородностям разреза, представляющим поисковый интерес.

Амплитудно-частотные характеристики вторичных полей и особенность их затухания несут информацию о качественном содержании возмущающего объекта и позволяют распознавать аномалии рудной и нерудной природы.

Заключение

Сырьевой дефицит Мизурского горно-обогатительного комбината явился основной причиной закрытия предприятия, в сфере деятельности которого было занято до 30 тыс. человек.

Запасы разведанных и освоенных месторождений известных рудных полей региона были практически выбраны, а неглубоко залегающие скрытые месторождения исчерпаны.

Ограниченные масштабы известных гидротермальных месторождений колчеданно-полиметаллической и кварц-полиметаллической формаций Бурон-Саухосского и Садонского рудных полей позволяют их выделять традиционными поисково-картировочными геофизическими методами на глубинах не более 60–70 м.

Согласно статистики геотектонических условий образования плутогенных гидротермальных месторождений [Смирнов, 1968], глубины их локализации могут достигать 4–5 км, где, помимо сквозных батолитов, штоков, даек могут иметь место внедрения продуктивных пластовых интрузий (Гаудор-Кионский), контролируемых разрывной тектоникой и зонами повышенной деформированности.

Оценка геотектонических условий, выделение магматических тел и участков аномальных отклонений характерных параметров геофизических полей на глубинах порядка 400–500 м в пределах известных рудных полей, представляются важными задачами на пути возрождения горнодобывающей отрасли региона.

Основная роль в глубинных поисковых исследованиях должна принадлежать импульсным электромагнитным геофизическим исследованиям, нацеленным на качественное определение аномальных отклонений, какими могут быть методы МПП с измерением индуктивной составляющей вызванной поляризуемости (ИВП) и собственно импульсной вызванной поляризуемости с относительно длительным прямоугольным импульсом первичного поля.

Литература

а. Опубликованная

1. Баранов Г.И., Греков И.Н. Геодинамическая модель Большого Кавказа (Сб. докладов на 2 семинаре по геодинамике Кавказа в Тбилиси, апр.1980). Наука, М., 1982, с. 51.
2. Баранов Г.И. Тектонические исследования на Северном Кавказе. Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1991, с. 91–93.
3. Баранов Г.И. и др. Геодинамическое развитие Большого Кавказа в палеозое. Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым, Ессентуки, 1995, с. 54–56.
4. Барсуков В.Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий «Химия земной коры», т.2, Изд-во «Наука», М. 1964.
5. Борсук А.М., Мисуренков Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., №4, 1964.
6. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962 №7, с. 555–571.
7. Волкова М.М. и др. Материалы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, НГУ. 2014
8. Евдокимов С.И., Евдокимов И.М. О влиянии индуктивно вызванной поляризации среды на результаты методом индуктивности петли. Аннотация. Геологический сборник №11. Информационные материалы, 249, VII, Геофизика. 2014
9. Побыванец В.С. Эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные брекчии и их роль в формировании рудных месторождений на примере свинцово-цинковых месторождений Садонского рудного района. Научная библиотека диссертаций и авторефератов. УДН им. П. Лумумбы, М.,1984

10. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Недра, Л., 1968.

11. Смирнов В. И., 1968. Генезис эндогенных рудных месторождений. Недра, М., 1968

б. Фондовая

12. Багишева Т. Н. Отчет по работам Згидско-Буронской геофизической партии за 1954 г. Фонды СОКГЭ. Орджоникидзе, 1955.

13. Газданов А. Ц. и др. Отчет по поисковым геолого-геофизическим работам на полиметаллы в масштабе 1:25000 и разработка комплексных методов поисков. Отчет СОГРЭ. Орджоникидзе, 1977.

14. Гезин А. Е. Отчет опытно-методической партии ВП за 1962 г. Фонды КБКГЭ, г. Нальчик. 1963.

15. Давыдов К. В. и др. Отчет по детальным поисковым работам на юго-западном фланге Восточно-Джигидонского месторождения и Цамадском участке за 1982–1988 гг. Отчет СОГРЭ. Орджоникидзе, 1991.

16. Долгов Г. А., Мерочкин А. Г. Геологический отчет Садонской ГРП о поисково-разведочных работах на участке Западный Кион за 1972–1974 гг. Отчет СОГРЭ. Орджоникидзе, 1974.

17. Ермаков В. А. Отчет Северо-Осетинской геологосъемочной партии по работам 1975–1980 гг. в Северо-Осетинской АССР. Ессентуки, 1981.

18. Квят З. Г., Тибилов С. М. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:50000 в Садонском, Фиагдон-Ассиновском рудных районах Горной Осетии за 1973–75 гг. Геофпартия, Нальчик, 1976.

19. Лобков И. Г., Кучиев А. А. и др. Подсчет запасов по Архонскому месторождению по состоянию на 01.01.92 г. ССЦК, п. Мизур, 1992.

20. Макаровский О. Б. Геофизические сейсмические работы с целью картирования поверхности кристаллического фундамента, перекрытого чехлом осадочных отложений в пределах Горной части СОАССР (за 1968–1975 гг.). Дисс., УДН им. П. Лумумба. М., 1976.

21. Мерочкин А. Г. Результаты поисково-оценочных работ на участке Верхний Мизур (отчет Мизурской ГПП за 1978–1979 гг.). СОГРЭ, Орджоникидзе, 1979.

22. Невский Л. Н., Буньков Ю. Д. Отчет о результатах комплексных геофизических и геохимических исследованиях на полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях Садоно-Унальского и Бурон-Саухохского рудных полей. Фонды СОКГЭ СКТГУ, г. Орджоникидзе. 1976.

23. Ольховский, Г. П., Тибилов С. М. Отчет по теме: «Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии». Фонды «Севосгеологоразведка», г. Владикавказ. 1998.

24. Рыпинский С. М. и др. Геологическое строение и металлогения Центральной и Восточной частей Горной Осетии. Отчет геологосъемочной партии треста СКЦМР по работам 1956–1962 гг. Орджоникидзе, 1963.

25. Рыпинский С. М. и др. Геологическое строение и металлогения западной части Горной Осетии (Дигория). Отчет геосъемочной партии по работам 1958–1963 гг. СКЦМР, Орджоникидзе, 1965.

26. Тибилов С. М. Пояснительная записка к геологической карте Горной Осетии. СОГРЭ, Орджоникидзе, 1988.

27. Цибиров У.И., Албегова Р.М. Геологический отчет Ардонской ГПП по изучению глубинного строения Штулу-Харесской депрессии за 1973–76 гг. СОГРЭ, Орджоникидзе, 1976.

28. Чантурашвили Л.С. Отчет по работам электрометрической экспедиции института физики и геофизики АН ГССР на Садонском полиметаллическом месторождении. Фонды СОКГЭ. Орджоникидзе. 1949.

29. Чотчаев Х.О. Результаты сейсмических работ МОГТ к проекту «Доразведка нижних горизонтов Згидского месторождения» за 1989 г. СОГРЭ, Орджоникидзе. 1990.

30. Энна Н.Л. и др. Геологическая карта Кавказа М 1:50000. Листы: К-38–41-Б-в,г; К-38–41-Г; К-38–42-А-в, г; К-38–42-В; К-38–53-А-а, б. ЦГСЭ, Ессентуки, 1988.

31. Энна Н.Л. и др. Отчетные материалы по ГДП-50. Листы: К-38–28-В; К-38–39-Б; К-38–40-А. Урухская ГСП, Ессентуки, 1997.

OPTIMIZATION OF GEOPHYSICAL AND GEOCHEMICAL CRITERIA OF THE DEPOSITS' SEARCH OF KNOWN ORE FORMATIONS OF THE MOUNTAIN PART OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA

© 2015 V.B. Zaalishvili, Sc.Doctor (Phys.-Math.), Kh.O. Chotchaev, L.N. Nevskiy, G.P. Olkhovskiy, S.M. Tibilov, R.R. Gogichev

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a
cgi_ras@mail.ru

The article considers tectonic and magmatic conditions of pluton-related hydrothermal deposits of sulphide-polymetallic and quartz-polymetallic formations confined to the Buron-Shaukhokh and Sadon-Unal ore fields of the Central part of Greater Caucasus. The results of integrated geophysical and geochemical investigations at the search of shallow polymetallic deposits are given in the article. Prospects of the usage of elastic waves and pulsed electric fields for deep search are considered.

Key words: Northern slope of the Central block of Greater Caucasus, tectonics, magmatism, ore formations, ore fields, hydrothermal sulphide-polymetallic and quartz-polymetallic deposits, integration, geophysics, geochemistry, gravity prospecting, magnetic survey, resistance methods, IP-CEP (induced polarization method by means of combined electric profiling), TEM (transient electromagnetic method), impulsive electromagnetic excitation, inductive polarizability.

УДК 624.131.1

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАЙОНЕ ЗАРАМАГСКИХ ГЭС, ПРИЧИНЫ ВОЗМОЖНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

© 2015 А.М. Колесникова, к.г.-м. н., А.К. Джгамадзе

Геофизический институт ВНЦ РАН (ГФИ ВНЦ РАН), Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова, 93 а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

Объектом исследования является район Зарамагских ГЭС, в частности территория водохранилища и узла головного сооружения.

Особое внимание уделено Зарамаг-Нарской котловине, где территориально находится водохранилище, плотина каскада Зарамагских ГЭС и узел головного сооружения.

Описаны опасные экзогенные процессы – гравитационные оползни, сели, лавины, камнепады, имеющие широкое развитие в исследуемом районе.

Подробно освещены вопросы влияния водохранилища на сохранность Зарамагского и Тибского месторождений минеральных вод и Транскама.

Ключевые слова: экзогенные процессы, реликтовый рубец, надвиг.

Водоохранилище и головной узел Зарамагской ГЭС находятся в основном в пределах зоны Южного склона опрокинутого на юг антиклинория Главного Кавказского хребта, и частично захватывают зону Мамисон-Казбекского реликтового рубца.

Головной узел ГЭС располагается в Зарамаг-Нарской котловине в 1,5 км ниже слияния рек Мамисондон и Нардон, образующих после слияния реку Ардон. Здание станции головного сооружения ГЭС размещается непосредственно за плотиной в конце водоподводного напорного туннеля длиной 0,8 км на правом берегу реки Ардон; водохранилище располагается в основном в пределах Юрской сланцевой депрессии (в Зарамаг-Нарской котловине) и частично захватывает зону реликтового рубца.

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, где территориально находится северная часть водохранилища и основное головное сооружение Зарамаг ГЭС Ардонского каскада, является сложной в геологическом отношении и наиболее сейсмически опасной зоной. Рубец является зоной столкновения (спрединга) двух континентальных плит – южной части Скифской платформы и северной части Закавказской микроплиты. Зона реликтового рубца имеет общекавказское простираение и протягивается в горной Осетии от Мамисонского перевала на западе до Майли-Казбекского массива на востоке, и далее уходит за пределы Осетии, в верховья р. Кистинки. Протяженность реликтового рубца в горной Осетии 78 км, при ширине 3–4 км. На севере он ограничен разломами Главного надвига, на юге – зоной Южного Адайком-Казбекского разлома и Цесским региональным разломом – надвигом. Геоструктура реликтового рубца выполнена разного размера глыбами и блоками вулканогенно-осадочных пород арнагской и циклоурской свит, триас-лейасового возраста (Т-J₁), превращенных в хаотический комплекс пород или микститы тектонического

происхождения, в которых наблюдаются дайки диабазов и габбро-диабазов. Зажатые между дайками прослой глинистых сланцев ороговикованы и окварцеваны; за пределами блоков (олистостромов) даек диабазов не наблюдается; породы в блоках имеют субвертикальное и перевернутое залегание, простирание пород параллельное плоскости разломов; породы собраны в складки, осевые плоскости которых падают на север, имеют субширотное простирание 250–280°.

В результате пододвигания пород реликтового рубца и развитых южнее осадочных толщ под кристаллический фундамент Северной плиты, упираясь в кристаллический фундамент, породы дробились, рассланцевывались, катаклазировались, и милонитизировались [Заалишвили и др., 2012].

Зона Южного склона Большого Кавказа отделяется от зоны Мамисон-Казбекского реликтового рубца Южным Адайком-Казбекским разломом-взбросом и зоной Цесского надвига.

В изучаемом Наро-Мамисонском районе в зоне Южного склона выделяются две тектонические подзоны – подзона Казбекско-Лагодехской ступени (зона Юрской сланцевой депрессии) и подзона Чиауро-Дибрарского синклинория, занимающая южную часть района. Граница между ними проходит по глубинному Тибскому разлому.

Зона Южной сланцевой депрессии до Тибского разлома является участком пониженного рельефа между Главным и Водораздельным хребтами; представляет обширную внутритроговую долину, размытую реками в сравнительно мягких, податливых эрозии аргиллито-алевролитовых толщах, глинистых сланцах, филлитах – породах мезозойского возраста – нижней и средней юры; рельеф зоны сглаженный, склоны расчлененные с плоскими вершинами. Зона осложнена многочисленными сближенными тектоническими нарушениями, обычно широтного простирания.

Наиболее крупными тектоническими разломами в зоне Южной сланцевой депрессии, являются Южный Адайкомский разлом, Цесский надвиг, Северный и Южный Нарские разломы, Тибский глубинный разлом; их оперяют более мелкие, параллельные им, тектонические нарушения. Разломы имеют взбросово-надвиговой характер; простирание широтное и северо-западное, падение на север и северо-восток под углом 50–80°. Крупной складчатой структурой зоны Южной сланцевой депрессии является Нарская антиклиналь, ось которой опрокинута на юг; породы, слагающие ее северное крыло, имеют северное падение под углом 30–60°, в южном крыле породы имеют южное падение под углом 30–60°; южное крыло сложено относительно мягкими сланцево-глинистыми породами тоара ($J_1 t$).

Характерной особенностью этой подзоны, как и всей зоны Южного склона, является опрокинутое залегание пород – более древние осадочные породы мезозойского возраста перекрывают более молодые отложения.

Степень метаморфизма пород Южного склона увеличивается с юга на север. Рельеф зоны сглаженный, склоны расчлененные, с плоскими водоразделами. Наиболее пониженной ее частью является Зарамаг-Нарская котловина, куда территориально попадает центральная часть водохранилища Зарамагских ГЭС. Вся зона затопления является геологически активной; непосредственно в зоне затопления водохранилища проходит ряд сближенных крупных глубинных разломов – Адайком-Казбекская взбросово-надвиговая зона, Цесский надвиг, Северный и Южный Нарские разломы, Тибский разлом и другие, оперяющие их более мелкие разломы субширотного простирания.

Южнее Тибского разлома развита подзона Чиауро-Дибрарского флишевого синклинория, занимающего южную часть Наро-Мамисонского района; сложена зона глинисто-карбонатной флишевой формацией и терригенными отложениями верхней юры – нижнего мела; простирание пород субширотное.

Границей между зоной Центрального поднятия и зоной Южного склона является Северный Адайкомский разлом, представляющий региональный взброс широтного простирания, состоящий из ряда параллельных сближенных взбросов, образующих зону перемятых милонитизированных пород мощностью от 60 м до 1,0 км. Падение зоны разлома северное под углом 60–85°. В зоне разлома содержатся многочисленные безрудные кварцевые жилы и линзы. Мощность Северного Адайкомского взброса с опережающими нарушениями в пределах реки Ардон составляет около 0,8 км; амплитуда смещения по нему составляет 1000 м. Северный Адайкомский разлом является южной границей распространения даек диабазов и габбро-диабазов, широко развитых в зоне Центрального поднятия.

К зоне Северного Адайкомского взброса и опережающим его с севера и с юга тектоническим нарушениям приурочено Зарамагское месторождение углекислых вод и также группа минеральных источников Кузахта в долине р. Адайкомдон.

С юга зона Северного Адайком-Казбекского разлома ограничена Южным Адайком-Казбекским взбросом.

Цесский надвиг имеет простирание 275–290°, падение северное под углом 15–70°, является юго-западной ветвью Южного Адайкомского разлома, в рассматриваемом районе с ним соединяется.

Северный и Южный Нарские разломы приурочены к Нарской антиклинали, они также как и Цесский надвиг, имеют широтное простирание с углами падения к северу от 20 до 80°, мощность их доходит до 200 м. Эти разломы находятся в центральной части территории водохранилища Зарамагских ГЭС.

Тибский региональный разлом простирается в северо-западном и субширотном направлении, наиболее хорошо он выражен в долинах рек Мамисондон и Зругдон. Имеет взбросово-надвиговой характер, падение к северу под углом 48–80°. К нему приурочено Тибское месторождение минеральных вод типа Боржоми. В районе месторождения мощность разлома достигает 500 м. Зона разломов характеризуется милонитизацией пород, их окварцеванием и карбонитизацией.

Зона затопления водохранилища Зарамаг ГЭС является геологически и сейсмически активной. Непосредственно в зоне затопления водохранилища и основного головного сооружения ГЭС находятся тектонически активные зоны крупных глубинных разломов – Южного Адайком-Казбекского взбросо-надвига, Цесского надвига, Северного и Южного Нарских разломов и серия более мелких опережающих их, тектонических нарушений.

Большое внимание в процессе эксплуатации ГЭС необходимо обратить мониторингу экзогенных процессов. Наиболее опасными из них являются оползни, сели, лавины, камнепады. Особенно опасны структурно-гравитационные оползни, обычно приуроченные к тектоническим нарушениям.

После Спитакского (1988 г.) и Рачинского (1991 г.) землетрясений сейсмичность Кавказа характеризуется расчетной сейсмической активностью 9-10 баллов [Вагин и др., 2005]. При этом Казбекский район является одним из высокосейсмичных районов Кавказа. Высокая сейсмичность Северного Кавказа является следствием неотектонической активности глубинных региональных разломов.

В Зарамаг-Нарской котловине, к зоне которой приурочены все эпицентры землетрясений за весь период наблюдений, находится зеркало водохранилища Зарамагских ГЭС.

В Зарамаг-Нарской котловине землетрясения интенсивностью 5–7 баллов, и более высокой интенсивности, были зарегистрированы в 1900, 1905, 1917, 1923, 1987 гг.

Эффективным для оценки сейсмической опасности Большого Кавказа и рассматриваемого района Юрской сланцевой депрессии является палеосейсмологический метод с привлечением дистанционных съемок и аэровизуальных наблюдений.

В рассматриваемом районе – между перевалами Мамисонским на западе и Трусовским на востоке, наблюдается система палеосейсмодислокаций, представленная несколькими параллельными полосами близкого к общекавказскому простирания; протяженность выявленных палеосейсмодислокаций составляет около 50 км, при ширине 5–7 км; в рельефе палеосейсмодислокации представлены линейными разрывами, рвами, уступами, трещинами, группирующимися в продольные полосы.

Наиболее крупная из выявленных палеосейсмических зон – Зарамаг-Нарская зона, где в широтном и запад-северо-западном направлении прослеживается серия крупных линейных нарушений шириной 0,7–1,5 км, четко выраженных в рельефе. Разрывы этой зоны диагностируются, как левосторонние взбросо-сдвиги (северное крыло опущено), падение палеонарушений (сместителей) к северу под углом 60–70°. Эти линейные палеоструктуры сопрягаются с сейсмогравитационными образованиями – блоковыми оползнями, обвалами, осыпями и другими экзогенными процессами. Большинство палеонарушений Зарамаг-Нарской зоны имеют поперечные размеры 200–500 м, наиболее крупные достигают ширины 1 км, при длине 1,5–3,0 км. Направление этих структур совпадает с наблюдаемыми в районе крупными тектоническими нарушениями: Тибским, Южным и Северным Нарскими разломами, Цесским надвигом, зоной Южного Адайком-Казбекского разлома. Учитывая размеры отдельных линейных форм палеодислокаций, величину смещения крыльев, можно увязать их с сейсмическими событиями 9–10-балльной интенсивности, происходившими здесь в голоцене-антропогене многократно, не реже, чем через 500–1000 лет.

При оценке сейсмической опасности района, нужно учитывать, что в верховьях р. Ардон по руслу или вблизи его, по направлению течения реки, предположительно, проходит меридиональный региональный коровый Ардонский разлом, выявленный геофизическими методами. Ардонский разлом пересекается с вышеописанными широтными нарушениями Южного склона, также как и с поперечными разломами зоны Главного надвига. Ардонский разлом подтверждается также и тем, что левый и правый борт Алагирского ущелья в среднем течении р. Ардон и в ее верховьях, в районе Зарамаг-Нарской котловины, по геологии не согласуются между собой; предположительно, перемещение, составляет в плане и на глубину около 50 м; этим можно также объяснить блоковое строение района Зарамаг-Нарской котловины [Бондырев, Заалишвили, 2009].

Основным нормативным документом для оценки сейсмической опасности и соответствия представленных экспертизе материалов требованиям Федеральных Норм и Правил, являются – СНиП, II-7-81* «Строительство в сейсмических районах», введенные в действие с 01.01.2000 г.; неотъемлемой частью которого является комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Фе-

дерации – ОСР-97 (А, В, С), утвержденных Российской Академией Наук (РАН) 23 марта 1998 г. «Согласно карте ОСР-97 А, С, исключительно применяемой при строительстве особо ответственных строительных объектов, все гидротехнические сооружения Зарамаг ГЭС возводятся в зоне 10-ти и более балльного землетрясения».

Эпицентры землетрясений, произошедших в Зарамаг-Нарской котловине за весь период наблюдений, находятся в центре зеркала водохранилища Зарамаг-ГЭС. Зарамаг-Нарская котловина является сейсмически активной зоной, где отмечаются сближенные глубинные региональные разломы субширотного простирания (Южный Адайком-Казбекский, Цесский, Северный и Южный Нарские, Тибский), пересекающиеся с разломами меридионального простирания (Ардонским трансконтинентальным разломом и зоной глубинных сдвигов).

Однако карты ОСР-97 (А, В, С), из-за их мелкого масштаба (электронный масштаб 1:2500000) для проектирования и строительства отдельных объектов и небольших по площади территорий, используются лишь при отсутствии для исследуемого района карт ДСР (детального сейсмического районирования) или карт СМР (сейсмического микрорайонирования), которые являются приоритетными перед картами ОСР-97. Последние используются при оценке сейсмической опасности, и при принятии общих принципиальных решений, для больших по территории регионов страны.

Для территории Северной Осетии были созданы наборы вероятностных карт сейсмической опасности, для макросейсмической интенсивности и пикового грунтового ускорения (PGA), для повторяемости 50 лет с вероятностью 2%, 5%, 10%, которые представляют основу для проведения сейсмического микрорайонирования и создания соответствующих карт ДСР района [Заалишвили, 1986; Заалишвили и др., 2006; 2012; Заалишвили, Дзеранов, 2014].

Территория района Зарамаг ГЭС, согласно этим картам с вероятностью 5% превышения в течение 50 лет и соответствующей повторяемости $T=1000$ лет, соответствует 8-мибалльной сейсмичности.

По вероятностной карте ДСР с вероятностью 2% превышения в течение 50 лет, учитывая, что Зарамаг ГЭС является объектом повышенной ответственности, – сейсмичность изучаемой территории также соответствует 8-мибалльной интенсивности, хотя и граничит с зоной 9-тибалльной интенсивности. Границы между зонами с различной интенсивностью сейсмичности условные, устанавливаются приблизительно. Это должно быть учтено при мониторинге сейсмической опасности в районе в процессе эксплуатации ГЭС.

Сейсмичность грунтов оснований сооружений Зарамаг ГЭС, согласно созданным для Северной Осетии вероятностных карт сейсмической опасности, составляет 8 баллов. Сейсмический эффект рассчитывался для ускорений грунта и макросейсмической интенсивности [Заалишвили, Дзеранов, 20014; Отчет..., 2008].

В районе широко развиты экзогенные геологические процессы (ЭГП), наиболее опасными среди них являются оползни, сели, лавины, камнепады. Все они грозят катастрофическими последствиями, требуют постоянного мониторинга.

Оползни в исследуемом районе сосредоточены главным образом в пределах Южной сланцевой депрессии, где их развитию способствуют геологические условия – широкое распространение глинистых пород ниже-среднеюрского возраста, представленных аргиллитами, алевролитами с тонкими прослоями песчаников плинсбаха (J_{1p}) и тонкослоистыми мягкими глинистыми сланцами тоара (J_{1t}), ко-

торые легко подвергаются процессам размыва водой. Важную роль в образовании оползней играет наличие многочисленных активных разрывных нарушений различного типа.

Оползни района разделяются на два типа – делювиальные (простые) и структурно – гравитационные (тектонические).

В районе в настоящее время зафиксировано 11 активных и 12 стабильных крупных структурных оползней.

Делювиальные оползни имеют поверхностный характер развития. Они состоят исключительно из делювиального суглинка, включающего большое количество мелкого и крупного щебня коренных пород. Этот тип оползней представляет собой отдельные небольшие тела, и не имеет в районе широкого распространения.

Структурно-гравитационные оползни обычно крупные и глубокие; они приурочены, чаще всего, к тектоническим нарушениям и крутым склонам. В строении этого типа оползней принимают участие не только рыхлые делювиальные образования, но и раздробленные на блоки, глыбы и пачки коренных пород, смещенные вниз по склону вместе с делювием, чаще всего, если на склонах отсутствует растительность. Этот тип оползней имеет самое широкое распространение в изучаемом районе.

Наиболее крупные из них, развиты в пределах Юрской сланцевой депрессии – Даллагкауские, Калм, Мсита, Нарский, Зинцарские оползни.

Поверхность языка оползней обычно неровная бугристая. Генетически большинство этих оползней обусловлено высокой сейсмоактивностью района, большой крутизной склонов, литолого-тектоническими факторами.

Наиболее крупными и опасными оползнями района являются Даллагкауские оползни, представляющие непосредственную угрозу Зарамаг ГЭС.

Даллагкауские оползни развиты на правом склоне реки Мамисондон, в зоне затопления реки водохранилищем ГЭС, в 0,8 км от устья, против селения Даллагкау. Даллагкауские оползни состоят из двух частей – Большого и Малого Даллагкауских оползней, разделенных выступом коренных пород.

Даллагкауские оползни расположены между Южным Нарским разломом и Цесским надвигом. Непосредственно через Большой Даллагкауский оползень проходит Северный Нарский разлом СЗ простирания, падающий на СВ под углом 60°. Коренными породами являются глинистые сланцы с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников плинсбахского и тоарского ярусов, составляющих северное крыло Нарской антиклинали; коренные породы имеют общее падение пластов на ССВ под углом 25–40°. Коренные породы перекрыты оползневой делювием, состоящим из глыб, щебня, дресвы пород, с супесчано-глинистым заполнителем.

Большой Даллагкауский оползень, начинается под гребнем северного отрога горы Тахта, спускается непосредственно к реке Мамисондон, достигая в длину вдоль склона 1100 м, среднюю ширину имеет около 400 м, среднюю мощность – около 60 м. Превышение бровки стенки отрыва над его основанием составляет 450–500 м. Оползень имеет продолговато-вытянутую форму и многоярусное строение. В верхней части его отчетливо выражена циркообразная впадина, представляющая место отрыва оползня (голова оползня), над которой поднимается высокая дугообразная стенка отрыва; по бокам оползня протягиваются глубокие береговые рвы, оконтуривающие тело оползня и его язык. Поверхность оползня в основном вогнутая, очень неровная, пологие участки чередуются с крутыми уступами. Береговые

рвы, ограничивающие тело оползня с боков, прослеживаются от верховьев его до основания и представляют собой глубокие овраги с очень крутыми и расчлененными склонами.

Малый Даллагкауский оползень расположен западнее Большого между отметками 1740–2100 м. Он имеет овальную форму и занимает площадь 0,6 м². Подошва его лежит на первой надпойменной террасе реки Мамисондон. По простиранию этот оползень состоит из нескольких частей. Верхний ярус – «голова» оползня – выпуклая, неровная и крутая, расчленена многочисленными свежими зияющими трещинами отрыва. Грунт оползня разрыхлен, проваливается под ногами [Агибалова, Яковлева, 1974]. Отмечаются две наиболее крупные трещины, расположенные параллельно друг другу, достигающие в длину 100–180 м и 10–15 м в глубину. Вся эта верхняя часть оползня находится в неустойчивом состоянии. Нижняя часть оползня, расположена на пологой поверхности террасы; наблюдается заболоченность, выходы рассредоточенных подземных вод.

Большой и Малый Даллагкауские оползни разделены выступом коренных пород, который состоит из блоков, образующих ступени с приподнятыми внешними краями. В обнажениях блока видны трещиноватые и раздробленные аргиллиты (J_{1P}). Видно, что выступ также затронут оползневыми процессами.

Формирование Даллагкауских оползней связывается с переувлажнением элювия коренных пород грунтовыми водами и, возможно, сейсмическими движениями по Нарским разломам.

На гидрогеологические условия оползня оказывает влияние, расположенная выше оползня обширная почти горизонтальная поверхность, которая является хорошей областью питания грунтовыми водами. Четыре наиболее крупных родника, расположенные выше границы оползней, способствуют значительной обводненности оползня. В пределах оползней выявлено и закартировано 8 родников с дебитом 0,02–0,5 л/сек, дающих начало многочисленным ручьям. На многих пологих участках оползней наблюдается заболоченность и мочажина. Приуроченность водоносных горизонтов к центральному наиболее рыхлому слою оползня указывает на то, что именно он играет наиболее активную роль в оползневом процессе, вовлекая в движение вышележащие и нижележащие рыхлые отложения.

Динамика Большого Даллагкауского оползня изучалась путем проведения теодолитных съемок (1973–1976 гг.) поперечного створа металлических реперов; одновременно производились геофизические исследования и сейсморазведка, дешифрирование. Установлено, что за четыре года изменение горизонтального положения отдельных реперов составило 12–15 см, а по вертикали – 6–8 см, или изменения за год в среднем составили соответственно 3–4 см и 1,5–2,0 см. По мнению В.В. Агибаловой «Эти данные, а также наличие свежих трещин и стенок отрыва, позволяют предполагать, что Даллагкауские оползни и сейчас продолжают активно развиваться.» [Агибалова, Яковлева, 1974].

В 2002 и 2007 гг. были проведены дополнительные исследования по инженерно-геологической доразведке Большого Даллагкауского оползня [Жаренов, 2003; Попов, 2007].

В работах 1973–1974 гг. [Агибалова, Яковлева, 1974; Григорович, Булацев, 1974] утверждается, что подножье оползня в центральной части подрезано рекой Мамисондон. Высота обнаженного обрыва оползня составляет 35–40 м, это подтверждается в работах Агибаловой В.В. [Агибалова, Яковлева, 1974], Хацаевой Ф.М.,

Долгова Г.А. [Природные и техногенные катастрофы..., 2005]. Хацаева Ф.М. по этому вопросу отмечает следующее: «Язык крупного структурного и довольно активного Даллагкауского оползня попадает в зону затопления водохранилища» [Материалы..., 2004].

В последующих работах факт нахождения языка Даллагкауского оползня на аллювии р. Мамисондон, на абсолютной отметке 1690 м, т.е. даже несколько ниже абс. отметки заполнения водохранилища (1690,6 м) замалчивается [Жаренов, 2003].

Последняя активизация оползня была отмечена в 1987 году, причинами активизации оползня послужило: «переувлажнение склонов, подмыв (размыв) языка оползня рекой, сейсмотолчки» [Природные и техногенные катастрофы..., 2005].

Необходим постоянный мониторинг за состоянием оползня и осуществление предупредительных мероприятий.

Угрозу Зарамагской ГЭС представляют и крупные Зарамагские оползни – Мсита и Калм, расположенные соответственно на правом и левом бортах р. Ардон, в 1 км ниже слияния рек Нардон, Мамисондон, Адайкомдон и Цмиакомдон. Оползни приурочены к зоне Северного Адайкомского разлома. Участки оползней сложены раздробленными, милонитизированными выветрелыми породами триаса – нижней юры – алевролитами, аргиллитами и четвертичными отложениями. Все это определяет высокую сейсмическую опасность участка нахождения этих оползней. Объем оползня Мсита составляет 6 млн. м³, оползня Калм – 7,5 млн. м³. Эти оползни в настоящее время считаются устойчивыми, хотя подвижки в них отмечались сравнительно недавно – в 1987 г, причиной активизации оползней было дождевое переувлажнение грунтов их, а также техногенная подрезка склонов дорогами.

Оползень Мсита при сходе угрожает объектам Зарамаг ГЭС, находясь над основным головным сооружением ГЭС Зарамагского каскада, а также и разрушением участка Транскама.

Оползень Калм, при сходе угрожает перекрытием р. Ардон, и также угрожает объектам Зарамаг ГЭС.

Крупными оползнями в районе являются Зинцарский-I и Зинцарский-II, расположенные соответственно напротив и над с. Зинцар. Последняя активизация их произошла в 1984 году, в связи с подмывом фронтальной их части рекой Ардон и по техногенной причине – влиянием автотрассы Транскама с интенсивным движением по ней.

Примером техногенного катастрофического процесса является Приплотинный оползень, образовавшийся при выемке щебнисто-глинистого материала на Зарамагском месторождении связанных грунтов, предназначенных для отсыпки плотины Зарамаг ГЭС. Первоначально оползень захватил склон на высоту около 100 м. В 2001 году он распространился вверх по склону еще на 60 м – до верхней границы распространения рыхлых отложений. Возникла опасность катастрофического сползания склона с захватом объездной дороги.

В районе широкое распространение имеют сели, камнепады; обычно, эти стихийные бедствия активизируются в связи с долго непрекращающимися дождями.

Горная Осетия является одним из селеопасных районов Северного Кавказа. В бассейне р. Ардон отмечено до 80 селевых очагов.

В области Южной Юрской сланцевой депрессии сосредоточено около 20% функционирующих селей. Со сходом селей часто связаны катастрофические последствия.

Множественно ими разрушались полотна дороги и мосты по трассе Транскама и др. Здесь распространены сели с выносом твердого материала до 100000 м³ и больше.

Селеопасным, очень активным является овраг, ограничивающий тело Большого Даллагкауского оползня с востока. При ливневых дождях происходит вынос в устье оврага твердого материала объемом 450–500 м³. Существование этого оврага создает реальную опасность водохранилищу Зарамаг ГЭС. Постоянный мониторинг за ним необходим.

В исследуемом районе часто сходят снежные лавины, особенно часто они проявляются в феврале – марте месяцах. В исследуемом районе насчитывается 33 лавиноопасных ущелья и логов, из которых 24 приходится на долю р. Ардон [Природные и техногенные катастрофы..., 2005].

Сход разрушительных снежных лавин на трассу Транскама в зимне-весенние месяцы – обычное явление.

Лавины приносят большой ущерб трассе Транскама и объектам Зарамагских ГЭС. Так, 19 февраля 2008 года снежная лавина сошла на строительную площадку головного сооружения ГЭС Зарамагского каскада. На ликвидацию разрушительных последствий стихии ОАО «Русгидро» выделило денежные средства в размере 14 миллионов рублей. Во время схода этой лавины на строительную площадку головной ГЭС Зарамагского каскада погибли 3 человека, являвшихся сотрудниками подрядных строительных организаций и частного охранного предприятия, которые на момент трагедии находились на строительной площадке.

Кроме снежных лавин, в районе происходят камнепады, сметающие все на своем пути.

Так 7 мая 2008 года на участке прокладки трассы газопровода «Дзуарикау-Цхинвал» произошел обвал с «подрезанного» склона крупных глыб и обломков коренных пород. Многотонные глыбы породы, вывалившиеся на трассу, увлекли за собой экскаватор, в котором находился машинист. Во время этого камнепада погибли еще два человека, работавшие на строительной площадке и большегрузная техника.

Катастрофические процессы техногенного происхождения развиты на участке «Подкова» на 91-м км Транскама. При строительстве дороги произошла сильная подрезка склона, в результате чего, эрозия интенсивно распространилась вверх по склону по двум близко расположенным лавинным балкам, захватив водораздельный гребень на высоту более 300 м. В периоды снеготаяния и проливных дождей здесь происходят катастрофические камнепады, перекрывающие дорогу Транскама. При расчистке дороги каменный материал сдвигается в русло реки Заккадон, угрожая перекрытием ее, или превращением реки в разрушительный водно-грязе-каменный селевый поток.

Разработаны предупреждающие меры против этих разрушительных ЭГП – оползней, лавин, селей, камнепадов и др. Главные из них следующие:

- запрещение подрезки оползневых склонов;
- недопущение строительства на склонах различных сооружений, объектов, прудов, водоемов;
- запрещение производства взрывов и горных работ вблизи оползневых участков;
- необходимо залесение оползневых и селеопасных территорий, охрана лесов, укрепление растительности на склонах;

– необходимо строительство дамб, водоотводов, селезадерживающих сооружений др.;

– необходимо своевременное оповещение населения и туристов о предстоящих опасных ЭПП.

Водоохранилище Зарамагских ГЭС ставит под угрозу существование Зарамагского и Тибского уникальных месторождений углекислых минеральных вод.

Зарамагское месторождение располагает несколькими типами вод, аналогичных минеральным водам месторождений Ессентуки, Анкованское и Малкинское; воды Тибского месторождения являются аналогами минеральных вод Боржоми и Трускавец.

На этих месторождениях проведены дорогостоящие детальные геологоразведочные работы, с бурением глубоких скважин; по результатам этих работ утверждены запасы минеральных вод в ГКЗ на перспективу [Григорович, Булацев, 1974].

Комплексное использование этих уникальных многообразных по своим лечебным свойствам природных минеральных вод с широким бальнеологическим профилем, послужило в свое время (в 80-х годах) основанием для решения Правительства и Центрального Совета по управлению курортами профсоюзов о начале строительства на базе Зарамагского и Тибского месторождений минеральных вод крупного санаторно-курортного комплекса «Тиб». Дополнительными факторами для курортного строительства здесь, в Туальской (Зарамаг-Нарской) котловине, являются благоприятные климатические условия: мягкий горный климат, большое количество солнечных дней, наличие сосновых лесов и т.п. Строительство крупного санаторно-курортного комплекса «Тиб» было начато, было воздвигнуто внушительное по размерам многоэтажное здание, однако, ввиду отсутствия финансирования в перестроечные времена санаторно-курортный комплекс «Тиб» не был окончательно достроен, так и остался «долгостроем».

Ценная минеральная вода осталась, но оказалась в разных руках, используется лишь в ограниченном количестве на разлив.

Сохранение и использование Зарамагского и Тибского месторождений ценнейших минеральных вод является актуальной задачей; месторождения должны эксплуатироваться, а разрушающийся санаторно-курортный комплекс «Тиб» не должен оставаться «долгостроем».

Интенсивность и площадь развития опасных геологических процессов (ОГП) и сейсмическая опасность в результате заполнения водоохранилища, напрямую зависит от величины НПУ (нормального подпорного уровня) водоохранилища, проектная глубина которого много раз изменялась.

Остро дискуссионным вопросом в течение 30-ти летнего периода проектирования и строительства Зарамаг ГЭС является глубина водоохранилища (НПУ), соответственно площадь его и объем, которые с увеличением НПУ водоохранилища могут увеличиваться в несколько раз, и как следствие, может активизироваться и сейсмическая опасность в районе – не исключено, и возникновение, так называемой, «наведенной сейсмичности». Проблема о величине НПУ водоохранилища, ввиду вышеизложенного, поднималась и изменялась многократно.

В начале проектирования гидроузла Зарамагских ГЭС в 1977 году Армянским отделением института «Гидропроект» технологическим проектом НПУ (нормальный подпорный уровень) водоохранилища был заложен 1730 м.

Величина НПУ – 1730 метров, создает непосредственную угрозу единственной трансмагистральной – Транскаму, соединяющей Южную Осетию с Россией. Кроме

того, с увеличением НПУ водохранилища увеличивается негативное влияние его на Тибское и Зарамагское месторождения уникальных минеральных вод, вплоть до обязательной гибели месторождений, многократно увеличивается сейсмическая опасность в регионе, возможно и возникновение «наведенной сейсмичности».

Организацией разработчиком – АО «Ленгидропроект», в 2001 году была разработана «Декларация безопасности гидротехнических сооружений Зарамагских ГЭС Ардонского каскада». Высота плотины принята 39 м, НПУ – 1690,6 м – это было окончательное решение.

Исследуемый район геологически хорошо изучен и закартирован; все отмеченные сближенные региональные глубинные тектонические нарушения – Адайкомская взбросо-надвиговая зона, зона Цесского надвига, Северный и Южный Нарские разломы, Тибский разлом и сопровождающие их зоны трещиноватости, попадающие в зону затопления, имеют выходы на поверхность и прослеживаются по простиранию, и по падению подсечены скважинами. По району имеются геологические и тектонические карты разного масштаба, сопровождаемые геологическими разрезами [Ольховский, Тибилев, 1998], имеется подробная полевая геологическая документация территории, в том числе тектонических нарушений, и сопровождающих их зон милонитизации и трещиноватости; имеются документы аэрофотосъемок, выявляющих зоны палеосейсмодислокаций, подтверждающие блоковое строение района и его высокую сейсмоопасность.

При эксплуатации Зарамагской ГЭС необходим постоянный мониторинг за опасными эндогенными и экзогенными процессами в районе, и принятие мер, предупреждающих их.

Литература

1. Агибалова В.В., Яковлева Т.М. Отчет о результатах комплексных инженерно-геологических исследований селей и оползней в районе Зарамагского и Тибского месторождений минеральных вод за 1971–1973 гг. Министерство геологии РСФСР, СКГУ, Северо-Осетинская комплексная экспедиция. Орджоникидзе, 1974 г.
2. Бондырев И.В., Заалишвили В.Б. Опасности активизации геодинамических процессов на Северном Кавказе // Вестник Владикавказского научного центра. 2003. Т. 3. №2. С. 39–46.
3. Вагин В.С. и др. Природные и техногенные катастрофы, РСО-Алания // изд. Проект-Пресс, Владикавказ, 2005 г.
4. Григорович В.С., Булацев Г.П. Отчет о детальной разведке Зарамагского месторождения с подсчетом запасов минеральных вод по состоянию на 1 сентября 1974 г. Министерство геологии РСФСР, Северо-Осетинская комплексная экспедиция. Орджоникидзе, 1974 г.
5. Жаренов А.П. Отчет по теме: «Комплексный анализ результатов по Даллагкаускому оползню», АО «Институт гидропроект», филиал «ЦСГИЭО». Москва, 2003 г.
6. Заалишвили В.Б., Габеева И.Л., Гогмачадзе С.А. Оценка сейсмической опасности грунтов при сильных землетрясениях в условиях пересеченного рельефа в горных районах // Системные исследования современного состояния и пути развития Юга России (природа, общество, человек) Тезисы докладов международной научной конференции. 2006. С. 135-136.
7. Заалишвили В.В., Дзеранов Б.В. Детальное сейсмическое районирование и

построение вероятностных карт сейсмической опасности (на примере территории Республики Северная Осетия-Алания) / Владикавказ: ГФИ ВНИЦ РАН, 2014. – 139 с.

8. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Мельков Д.А., Шемпелев А.Г. Мониторинг опасных геологических процессов в зоне предполагаемого Ардонского разлома и на участке трассы газопровода от сел. Дзуарикау до границы РСО-Алания // Геология и геофизика Юга России. 2012. №4. С. 25–32.

9. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи // Автореф. канд. дис. к.ф.-м.н. / Институт Геофизики АН ГССР. Тбилиси, 1986.

10. Материалы V международной конференции, Владикавказ, 21–23 сентября, 2004 г.

11. Ольховский Г.П., Тиболов С.М. Отчет по теме: «Составление специализированной основы масштаба 1:50000 для прогнозирования металлогенической карты Горной Осетии». Министерство Природных ресурсов РФ, Госкомнедра РСО-Алания, Северо-Осетинское горно-геологическое предприятие, «Севосгеолразведка». Владикавказ, 1998 г.

12. Отчет по теме: «Современная геодинамика, сейсмическое районирование, риск, регистрация сигналов, создание баз данных и сейсмостойкое строительство в горный регионах», том 1, книга 10. Владикавказ, 2008 г.

13. Попов В.З. Отчет по теме «Инженерно-геологическая доразведка Даллагкауского оползня» // ООО «Центр геодинамических исследований», Москва, 2007 г.

GEOLOGICAL ENGINEERING CONDITIONS AND THE SEISMIC SITUATION IN THE ZARAMAG HPS REGION, REASONS FOR THE POSSIBLE ACTIVATION OF THE DANGEROUS GEOLOGICAL AND EXOGENOUS PROCESSES

© 2015 A.M. Kolesnikova, Sc. Candidate (Geol.-Min.), A.K. Dzhgamadze

Geophysical Institute of VSC RAS (GPI VSC RAS), 93a, Markov st., Vladikavkaz, 362002, Russia, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The subject of a study is the Zaramag HPS region, in particular the territory of reservoir and of headwork unit.

Special attention is given to the Zaramag-Nar basin, where territorially are located the reservoir, the Zaramag HPS cascade weir, and the headwork unit.

Are described dangerous exogenous processes – gravitational landslides, mudflows, avalanches, rockfalls, which have wide distribution in the investigated region.

In detail questions of the reservoir influence on the Zaramag and Tib mineral waters and Transcaucasian Highway illuminated.

The keywords: exogenous processes, relict scar, thrust.

УДК551:550.343.534.11

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОГО СЛОНА ГОРЫ ЭЛЬБРУС ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

© 2015 Е.А. Рогожин, д.г.-м.н., проф., А.В. Горбатиков, к.ф.-м.н.,
Н.В. Андреева, М.Ю. Степанова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, г. Москва,
ул. Б. Грузинская, д.10, стр. 1; e-mail: direction@ifz.ru

В статье приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований южного склона горы Эльбрус и части Баксанского ущелья. В ходе полевых работ выполнено геолого-геоморфологическое картирование в совокупности с исследованием глубинного строения с помощью метода микросейсмического зондирования (ММЗ). Выявлены особенности геолого-геоморфологического строения вулканического сооружения и его глубинная структура. Так, на глубинном разрезе ясно проявились зоны разломов, а также вулканические очаг и камера. Таким образом, подтверждено, что Эльбрус является потенциально активным вулканом.

Ключевые слова: вулкан, сейсмичность, микросейсмсы, профиль, разрез, разлом, земная кора.

Введение

В результате проведенных в последние годы геолого-геофизических, геохимических и других наблюдений под Эльбрусом в центральной части земной коры обнаружена обширная магматическая камера [Короновский, 1985; Короновский, Рудаков, 1962; Милановский, Короновский, 1960, 1961]. Поэтому вулкан нельзя считать полностью потухшим, а лишь можно квалифицировать его в качестве временно «спящего» в настоящее время [Богатиков и др., 1998; Милановский, Короновский, 1960 и др.]. То есть, имеются весомые основания ожидать в будущем новой активизации вулканических процессов в пределах Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ).

Методом ММЗ был пройден профиль, опирающийся на 32 точки наблюдения с расстоянием между точками 500 м. Начальная точка профиля лежит в верхней части южного склона г. Эльбрус на высоте 4800 метров над уровнем моря. Конечная точка расположена в Баксанском ущелье возле северной оконечности пос. Байдаево на высоте 1960 метров (рис. 1). Таким образом, в едином разрезе по этому профилю предполагалось изучить, с одной стороны, детали глубинного строения вулканической постройки г. Эльбрус, и, с другой стороны, исследовать структурные особенности недр в области кристаллического массива Большого Кавказа.

Обоснование актуальности исследований

Работа была выполнена в русле исследований по изучению сейсмотектоники древних проявлений вулканизма центрального сектора Большого Кавказа [Лаверов и др., 2005; Рогожин и др., 2005, 2014, 2015; Горбатиков и др., 2015;]. В ходе этих

работ были получены сведения о древних, не известных ранее сильных землетрясениях, произошедших в голоцене на Центральном Кавказе, в окрестностях вулканов Эльбрус и Казбек. Радиоуглеродные датировки палеосейсмодислокаций и определения возраста продуктов древних извержений вулкана показывают, что в последние 7 тысяч лет произошло, как минимум, четыре сильных извержения вулкана Эльбрус и пять землетрясений с магнитудой 6,5–7,0. В целом наблюдается отсутствие синфазности в проявлениях эндогенных процессов вулканизма и сейсмичности, хотя возникновение умеренных по силе землетрясений, связанных с конкретными сильными извержениями, также возможно. Объяснение этой закономерности кроется, по-видимому, в периодической смене обстановки относительного сжатия и растяжения в литосфере вулканической области. Сжатие сопровождается охлаждением коры и верхней мантии. Поэтому накапливаются напряжения, порождающие сильные землетрясения. Растяжение открывает каналы для глубинного вещества, поэтому активность выражается в вулканических извержениях. Напряжений, достаточных для возникновения крупных землетрясений, в прогретой литосфере не накапливается.

Поскольку район Эльбруса в настоящее время попадает в зону глубокого сейсмического затишья, то можно предположить, что здесь сейчас происходит подготовка нового вулканического извержения.

Ранее с целью изучения глубинного строения складчатой системы были пройдены два профиля – Осетинский, пересекающий Большой Кавказ в центральной

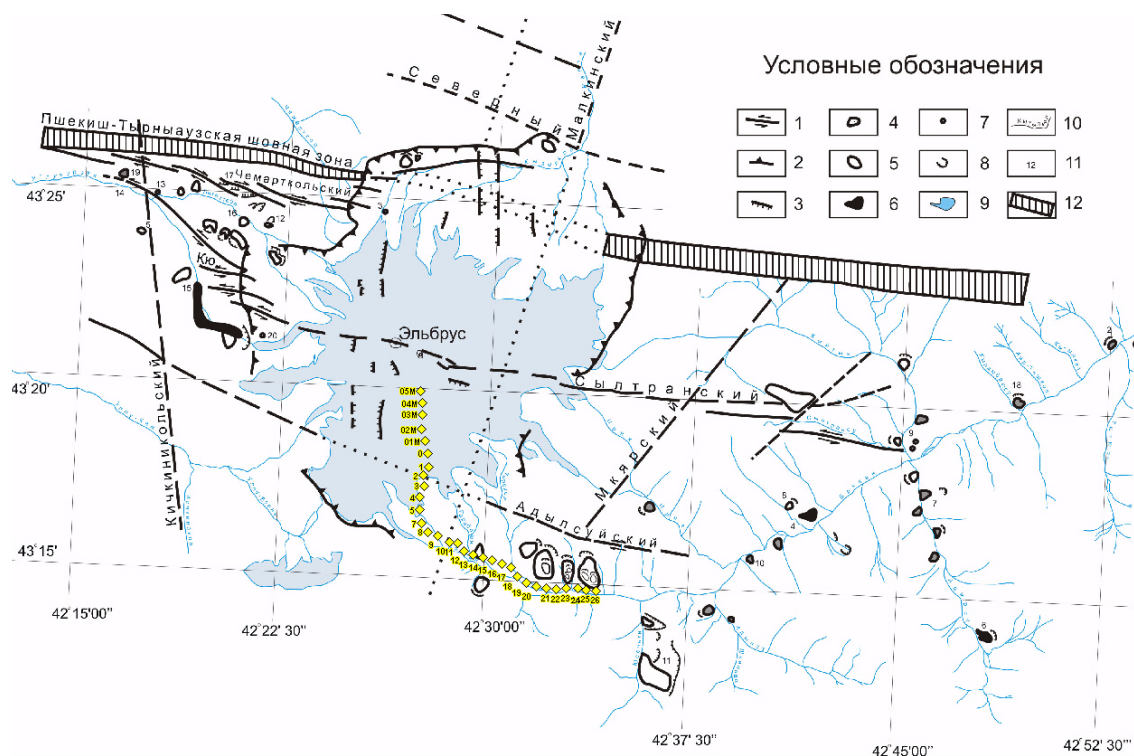


Рис. 1. Разломы и палеосейсмодислокации разных типов в районе Приэльбрусья [Рогожин и др., 2005, с изменениями].

1 – разрывные нарушения и направление смещения по ним; 2 – границы Эльбрусской кальдеры; 3 – первичные сейсмодислокации; 4–6 – вторичные сейсмодислокации: 4 – обвалы, 5 – оползни, 6 – каменно-ледовые лавины; 7 – сеймовибрационные явления; 8 – стенки отрыва вторичных сейсмодислокаций; 9 – ледники; 10 – реки; 11 – точки наблюдения. 12 – Пшекиш-Тырныаузская шовная зона. Желтыми точками с номерами показано положение профиля ММЗ.

части, и Туапсинский, который проходит в Западной части Кавказа. По этим профилям были построены глубинные разрезы. Главной особенностью является наличие крупного низкоскоростного тела в коре под Осетинским профилем, под наиболее высокими центральными частями Большого Кавказа. Именно здесь располагаются центры молодого вулканизма Кельского плато. На Туапсинском профиле, где молодые вулканы отсутствуют, такого тела не наблюдается [Горбатилов и др., 2015, Рогожин и др., 2015]. При этом узкими вертикальными или наклонными карманами, заполненными низкоскоростным веществом, сопровождаются в недрах зоны крупнейших разломов на обоих разрезах.

С целью возможного обнаружения вышеупомянутого тела и его границ, а также зон крупных разломов в Приэльбрусье был заложен Баксанский профиль (рис. 1, 2).

Доисторические проявления вулканизма в Приэльбрусье

В центральном секторе Северного Кавказа отмечались неоднократные извержения вулкана Эльбрус в позднем плейстоцене и голоцене [Богатилов и др., 1998; Короновский, 1985; Милановский, Короновский, 1960, 1961; Короновский, Рудаков, 1962]. Определение возраста с помощью разных методов показало, что в позднем неоплейстоцене и в голоцене извержения имели место 39 ± 5 , 28 ± 3 , 23 ± 2 , ~ 21 , $\sim 9,2$ – $9,3$, $\sim 7,8$ – $8,0$, $\sim 7,2$, $\sim 6,0$, $\sim 4,9$, $\sim 4,6$ тыс. лет назад и в I–II веках н.э. [Богатилов и др., 1998]. Имеются сведения об извержениях, датированных цифрами примерно 1,3 и 1,0 тысячи лет назад. При этом происходили излияния лавовых потоков, выбросы газовых и палящих туч, возникали пепловые облака и катастрофические лахаровые сели. Исследования 2002–2003 гг. позволили подтвердить реальность двух извержений из этого списка с помощью радиоуглеродных датировок палеопочв [Рогожин и др., 2005; Рогожин и др., 2014]. Первое вулканическое событие, произошедшее примерно 6000 лет тому назад, сопровождалось лахаровыми потоками. Отложения одного такого лахара перекрыли палеопочву, датированную временем 6410 ± 100 лет назад (ИГАН 2616)*, на высокой, сорока-пятидесятиметровой надпойменной террасе на левом борту р. Баксан в устье левого притока – р. Кылдыбашсу (рис. 1, точка № 2). Второе вулканическое извержение датируется на основании изучения палеопочвы, перекрытой озерными отложениями на третьей надпойменной террасе р. Кызылкол (в верховьях р. Малка). Этот горизонт имеет возраст 1780 ± 70 лет (ИГАН 2591) и отражает процесс быстрого захоронения богатой гумусом почвы под отложениями подпрудного озера, возникшего в результате запруживания реки Кызылкол в приустьевой части лавовым потоком. Примерно в это же время возник обвал горных масс в верхнем течении р. Баксан (несколько ниже по течению реки у поселка Эльбрус). Погребенный под обвалом горизонт палеопочвы имеет радиоуглеродный возраст 1630 ± 50 лет (ИГАН 2612). Вероятно, этот обвал возник в процессе извержения вулкана и был вызван сопровождающими его сейсмическими подвижками умеренной силы.

Методы исследований

Методика геолого-геоморфологических исследований предполагает совместный анализ материалов, полученных при полевых и камеральных работах: дистанционных зондированиях, сборе данных о формах рельефа, изучении обнажений,

* ИГАН – сокращенное название Института географии РАН, в лаборатории которого проводился радиоуглеродный анализ образцов (цифрами показан № образца).

деформаций террасовых комплексов и поверхностей выравнивания. Эти методические подходы позволяют составить представление о степени новейшей активности разрывных и складчатых дислокаций.

Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатилов и др., 2008; Горбатилов, Цуканов, 2011] относится к группе пассивных методов сейсморазведки и может применяться при решении геолого-геофизических и структурных задач для различных классов геологических объектов в различных географических и климатических условиях. К настоящему времени накоплен значительный опыт использования ММЗ в научно-исследовательских и промышленных проектах на территории России, стран СНГ и за рубежом [Gorbatikov et al., 2004; Горбатилов и др., 2008; Горбатилов, Цуканов, 2011]. Модель формирования микросейсмического поля в ММЗ не исходит из обязательной слоистости среды. В этой связи считается, что основной вклад в микросейсмическое поле вносится фундаментальными модами Рэлея, а наличие высших мод минимально. Информативным параметром (полезным сигналом) в ММЗ является искажение амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями. Форма и глубина залегания неоднородности оцениваются исходя из распределения искажения на поверхности и частоте, на которой это искажение проявляется. Согласно численным экспериментам, разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как $(0,25-0,3) \lambda$, где λ – эффективная зондирующая длина волны [Горбатилов, Цуканов, 2011]. Оценка разрешения по вертикали составляет величину $(0,3-0,5) \lambda$, где λ – эффективная длина волны для средней глубины между неоднородностями. Также показано, что обнаружить присутствие изолированной малой неоднородности возможно, даже если ее размеры меньше длины волны в 10 раз и более.

Основные закономерности формирования сигнала в ММЗ, полученные на численной модели, находятся в хорошем соответствии с результатами полевых экспериментов. В ряде экспериментальных наблюдений было обнаружено, что субвертикальные неоднородности наблюдаются отдельно на значительных глубинах. Исследования показали, что такой эффект может наблюдаться, если коэффициент Пуассона материала включения приближается к нулевому значению [Gorbatikov et al., 2004]. В природных условиях это может означать наличие во включениях развитой микротрещиноватости. Решение обратной задачи в методе микросейсмического зондирования, так же как и в большинстве геофизических методов, не единственно. Невозможно восстановить сложный комплекс параметров среды, исходя только из распределения амплитудной реакции неоднородностей на облучение микросейсмическими волнами. Тем не менее, сам характер проявления геологических объектов в разрезах ММЗ может дать информацию, полезную для геологической и тектонической интерпретации.

Интересно, что субвертикальные геологические неоднородности и скоростные границы для ММЗ являются предпочтительными, а субгоризонтальные границы – «неудобными» объектами. В отличие от ММЗ, в методе отраженных волн (МОВ) субгоризонтальные геологические тела и скоростные границы являются предпочтительными объектами. Это объясняется взаимным пространственным положением волновых фронтов и скоростных границ. Так, идеально горизонтальная в пределах измерительного профиля скоростная граница при использовании ММЗ может быть незаметной. О горизонтальных границах в ММЗ можно судить по нарушению характера волновой картины, по аналогии с тем, как определяют присутствие и по-

ложение субвертикальных разломов в МОВ. В этом смысле ММЗ можно рассматривать как своеобразное «ортогональное дополнение» к МОВ.

Основные черты разломной тектоники

Район Приэльбрусья приурочен к сложному тектоническому узлу, образованному пучками пересекающихся разломов близширотного «кавказского» и близмеридионального «транскавказского» простираний (рис. 1). Из близширотных наиболее значительной является Пшекиш-Тырныаузская шовная зона древнего (палеозойского) заложения и длиной несколько сотен километров. В этой зоне современная активность связана со смещениями по Чемарткольскому правостороннему взбросо-сдвигу. Также субширотным является левосторонний Сылтранский активный разлом, протягивающийся непосредственно через привершинную вершинную часть двуглавого Эльбруса. Наконец, на южном склоне вулканического конуса, непосредственно к северу от субширотного отрезка долины р. Баксан прослеживается Адылсуйский активный правосторонний сдвиг. В зонах всех этих трех разломов обнаружены многочисленные первичные и вторичные (гравитационные и вибрационные) сейсмодислокации, оставленные древними голоценовыми землетрясениями [Рогожин и др., 2005; Рогожин и др., 2014].

Крупнейшим из «транскавказских» является Малкинский разлом северо-северо-восточного простирания, непосредственно трассирующийся под восточным склоном Эльбруса. Он четко прослеживается на поверхности на севере района, в долине р. Малка, а южнее, под снежно-ледниковым покрытием горы и молодыми лавовыми полями выделяется лишь предположительно. Еще два поперечных разлома – Кичкиникольский близмеридионального простирания и Мкярский северо-восточной ориентировки – обрамляют вулканическую гору с запада и востока соответственно.

На склонах Эльбруса имеется еще ряд непротяженных меридиональных уступов, отражающих на поверхности второстепенные разрывные нарушения «транскавказской» ориентировки.

Результаты исследований

По результатам полевых работ был построен глубинный разрез, пересекающий южный склон Эльбруса и показывающий отклонение скоростей волн от региональной скоростной модели в большую и меньшую сторону (см. рис. 2).

На разрезе под пригребневой частью Эльбруса хорошо выделяются три линейные области пониженных скоростей, сменяющие друг друга в направлении от поверхности вглубь коры. Непосредственно в теле горы Эльбрус это приповерхностная система связанных между собой низкоскоростных объемов в диапазоне абсолютных высот от 1,5 до 3,5 км над уровнем моря. Второй ярус низкоскоростных объемов выделен в верхней части земной коры – в диапазоне абсолютных глубин 6,5–11 км, и самый глубокий ярус – в средних горизонтах коры на глубинах с 19 до 33 км от уровня моря (рис. 2).

Каждая область низкоскоростных неоднородностей разреза отделена от другой более высокоскоростными объемами вещества и вместе они образуют как бы цепочку. Можно предположить, что выделенный в теле горы объем представляет собой южную периферию остаточной вулканической камеры, которая формировала рельефную поверхность горы во время последней активной фазы вулканизма. Эта об-

ластей обнажена на участке в верхней части разреза в 2–3 км южнее его начала. Породы тут представлены сильно раздробленными дацитами и риодацитами (рис. 3). Такая раздробленность пород способствует снижению скоростей на этих участках.

Предполагается, что нижние низкоскоростные объемы представляют собой магмасодержащую камеру и очаг, поскольку они расположены в непосредственной близости от г. Эльбрус и не имеют тенденции к распространению в южном направлении за пределы горы. Кроме того эти неоднородности разреза сопоставлялся с геофизическими и сейсмологическими данными других исследователей [Лиходеев, Михаленко, 2012; Маловичко и др., 2014] о землетрясении 2012 года, сейсмические волны от которого проходили прямо через вулканическую структуру Эльбруса. Из этих данных видно, что при прохождении через кору под Эльбрусом S-волна пропадает. Это подтверждает наличие магматического расплава в зоне пониженных скоростей пород. Наличие расплава также подтверждается данными по Приэльбрусскому сейсмическому профилю [Арбузкин и др., 2002; Собисевич и др., 2004], на котором наблюдается уменьшение значений скоростей продольных волн прямо под Эльбрусом.

Продолжение профиля ММЗ на юг позволяет увидеть другие существенные особенности глубинного строения Приэльбрусья. Так, под южным склоном горы в 2,5 км к югу от наивысшей точки профиля обнаружено узкое (шириной 300–500 м) низкоскоростное тело, проникающее в земную кору до глубины около 20 км. Этот низкоскоростной «карман» на поверхности отвечает зоне Адылсуйского разлома, имеющего запад-северо-западное простирание. Далее к югу, в районе изменения простирания профиля ММЗ на запад-северо-западное, откуда он трасируется вдоль Баксанского ущелья, за пределами вулканической постройки обнаруживается еще одно низкоскоростное включение. Это узкий «карман», проникающий с углом наклона к юго-востоку 75° в верхние горизонты коры от поверхности до глубины 2–3 км ниже уровня моря. Это нарушение ассоциируется с южной частью Малкинского разлома.

Присутствие еще одного четко выраженного разлома (предположительно ЮВ падения под углами $75\text{--}80^\circ$) видно на профиле в месте впадения в Баксанское ущелье ледниковой реки, сходящей с г. Чегет. Зона разлома в недрах выглядит низкоскоростным уз-

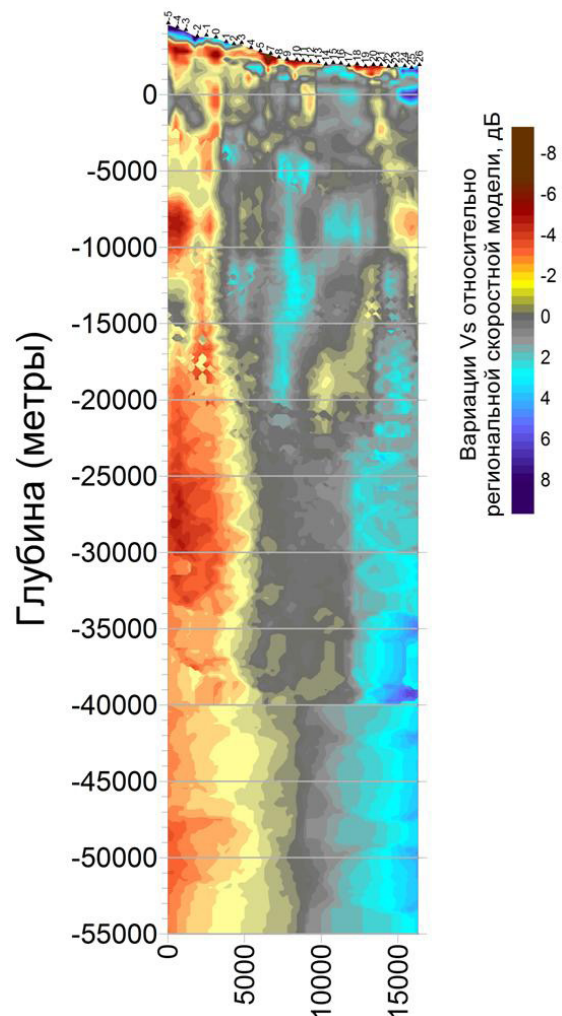


Рис. 2. Разрез ММЗ на южном склоне г. Эльбрус (север слева). Положение линии профиля представлено на рис. 1.



Рис. 3. Обнажения сильно раздробленных дацитов и риодацитов на южном склоне г. Эльбрус

ким «карманом», трассирующимся в недра до глубины 15 км ниже уровня моря. На рис. 1 близким по характеристикам нарушением является продолжение на юг Мкярского разлома северо-северо-восточного простирания. Все три зоны разломов характеризуются отклонением от среднего уровня сейсмического шума -2–5 дБ.

Выводы

Проведенные геолого-геофизические исследования с использованием метода микросейсмического зондирования позволили подтвердить наличие низкоскоростного объема под верхней частью южного склона г. Эльбрус. На разрезе под пригребневой частью Эльбруса четко выделяются три линейные области пониженных скоростей, сменяющие друг друга в направлении от поверхности вглубь коры. Непосредственно в теле горы Эльбрус это приповерхностная система связанных между собой низкоскоростных объемов в диапазоне абсолютных высот от 1,5 до 3,5 км над уровнем моря. Второй ярус низкоскоростных объемов выделен в верхней части земной коры – в диапазоне абсолютных глубин 6,5–11 км, и самый глубокий ярус – в средних горизонтах коры на глубинах с 19 до 33 км от уровня моря. Предполагается, что нижние низкоскоростные объемы представляют собой магмасодержащую камеру и очаг, поскольку они расположены в непосредственной близости от г. Эльбрус и не имеют тенденции к распространению в южном направлении за пределы горы. Кроме того, на южном склоне горы и в ее южном подножье выявлены три разлома «кавказского» и «транскавказского» простираний, проникающие в виде узких субвертикальных низкоскоростных «карманов» в земную кору.

Литература

1. Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Швец А.И., Греков И.И., Литовко Г.В. и др. Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. ФГУП «Кавказгеолсъемка». Ессентуки, 2002. 120 с.
2. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные её последствия // Глобальные изменения природной среды. Мин. Науки и технологий РФ. РАН. Новосибирск. 1998. С.153–164.
3. 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.
4. Горбатиков А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В., Передерин Ф.В., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзобоев Б.А., Габараев А.Ф. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли, 2015, №1, с. 28–39.
5. Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. №4. С.96–112.
6. Короновский Н.В. Эльбрус – действующий вулкан // Природа. 1985. №8. С. 42–52.
7. Короновский Н.В., Рудаков Л.М. О возрасте последних извержений Эльбруса // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1962. №8. С. 133–135.
8. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604. с.
9. Лиходеев Д.В., Михаленко В.Н. Температура кровли магматической камеры вулкана Эльбрус // Геофизические исследования, 2012, том 13, №4, С. 70–75.
10. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Лиходеев Д.В., Заклюковская А.С., Преснов Д.А. Развитие системы разномасштабного сейсмического мониторинга в районе вулкана Эльбрус // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50, №4. С. 47–57.
11. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Тр. ВАГТ, 1960. Вып. 6. 190 с.
12. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус // ДАН СССР. Т. 141, №2. 1961. С. 433–436.
13. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника, 2015, №2, с. 36–49
14. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов А.В., Бурканов Е.Е. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на северном Кавказе в голоцене. // Физика земли. 2005, №3. С. 33–46.
15. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М. ИФЗ РАН, 2014. 256 с.

16. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.В., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Пруцкий Н.И., Греков И.И. Новые геофизические данные о структуре магматических образований в районе Эльбрусского вулканического центра // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 272–285.

17. Gorbaticov A. V., Kalinina A. V., Volkov V. A., Arnoso J., Vieira R., Velez E. Results of Analysis of Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain // Pure appl. Geophys. 2004. V. 161. P. 1561–1578.

PRELIMINARY DATA ON THE DEEP STRUCTURE OF THE SOUTHERN SLOPE OF ELBRUS MOUNT FROM STUDY OF THE COMPLEX OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL METHODS

© 2015 E.A. Rogozhin, Sc. Candidate (Geol.-Min.), A.V. Gorbaticov, Sc.Doctor (Phys.-Math.), N.V. Andreeva, M.Yu. Stepanova

Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, 123995, Moscow, B. Gruzinskaya 10/1; e-mail: direction@ifz.ru

The article presents the results of integrated geological-geophysical studies of the southern slope of the Elbrus mount and part of the Baksan valley. During the field works performed geological and geomorphological mapping in conjunction with the study of the deep structure using microseismic sounding method. Peculiarities of geological and geomorphological construction of volcano and its deep structure. So, in the deep horizons was made clear the fault zones, and the volcanic hearth and chamber. Thus, it is confirmed that Elbrus is a potentially active volcano.

Keywords: volcano, seismicity, microseisms, profile, cross-section, fault, Earth's crust.

УДК 550.348.098.64

О ДИСПЕРСИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ

© 2015 О.А. Саидов, к.г.-м.н.

Дагестанский филиал ФГБУН РАН, 367008 Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. Белинского, 16, e-mail: omarsaidov1@yandex.ru

Показано, что в периоды, предшествующие и сопутствующие землетрясениям, величина дисперсии в смежных интервалах временных геохимических рядов изменяется закономерно. В периоды повышения сейсмической активности в зависимости от силы готовящегося землетрясения образуется четкое поле повышенных значений дисперсии.

Ключевые слова: водород, гелий, метан, вариации, дисперсия, землетрясение.

Введение

Вопросы изучения газового режима Земли, в частности, вариаций природных газов во времени являются частью общей проблемы дегазации Земли, которая имеет большое научное и практическое значение для геологической науки в целом. В то же время, этот вопрос приобретает и другое весомое значение в связи с изучением геохимических критериев оценки сейсмической активности.

Как известно, Восточный Кавказ и, в частности, Республика Дагестан является одним из регионов Юга России, где отмечается повышенная сейсмическая активность. Как в прошлое, так и в настоящее время здесь отмечаются крупные землетрясения, а в соответствии с картой ВОЗ, возможно возникновение землетрясений с магнитудой $M=6$ и более с интенсивностью в эпицентре 8–9 баллов. В дополнение к существующей естественной сейсмической активности отмечается и техногенная сейсмичность, связанная со строительством и эксплуатацией крупных гидротехнических сооружений с большими объемами водохранилищ на реке Сулак (Чиркейская, Ирганайская ГЭС и др.).

В связи с этим, проведение мониторинга параметров природных газов подземных водно-газовых систем с целью выявления статистически надежных предвестников землетрясений не потеряло свою актуальность. С другой стороны эти исследования углубляют наши представления о природе физических и физико-химических процессов в очаге землетрясения.

Современные представления об очаге землетрясения

Традиционная модель очага землетрясения описывается моделью сплошной линейно-упругой среды. При этом очаг землетрясения сводится к тому, что разрушение массива горных пород происходит из-за образования трещин. Для изучения геодинамических процессов эта модель оказалась неэффективной в связи с тем, что она не учитывала основное свойство горной породы – дискретность.

Согласно модели Садовского М.А. [Садовский, Писаренко, 1991], сейсмическая энергия заключена в некотором объеме горной породы, в одном из блоков иерархической структуры, теряющем устойчивость при энергообмене с окружающей средой. Как открытая термодинамическая система такой блок постоянно питается энергией из окружающего пространства, тем самым поддерживает свою внутреннюю упорядоченность, структурные связи, локально уменьшая энтропию, способствуя при этом увеличению энтропии окружающего пространства. Такие структуры в неравновесной термодинамике известны, как диссипативные структуры (структуры далекие от равновесия), и возникают в разных средах (в океанах, атмосфере, биосфере и др.). Они динамичны, меняют свое состояние во времени, тем не менее, могут существовать долго, пока существуют энергетические потоки, которые поддерживают их структуру. При прекращении питающих их энергетических потоков, или при изменении внешних по отношению к структуре термодинамических параметров (температура, давление и др. параметры) они теряют устойчивость и разрушаются с выделением соответствующей энергии, т. е. чувствительны к внешним воздействиям, и в то же время вновь могут восстанавливаться при возобновлении энергетических потоков (повторяемость землетрясений).

Таким образом, возникновение или зарождение диссипативной структуры ее эволюция и последующее разрушение, (по-видимому, дискретное, что и подтверждают афтершоки), по всей вероятности, определяет механизм очага землетрясения и соответственно гидродинамические, гидрогазогеохимические и геофизические предвестники перед сейсмическими событиями.

В земной коре диссипативные геологические структуры могут иметь место в горном массиве, где отмечаются высокие градиенты тепломассопереноса (кольцевые структуры, или структуры центрального типа) и, в частности, тектоническая структура. Дагестанский клин или его некоторые зоны, по-видимому, соответствуют таким условиям. Такое предположение подтвердилось усилением сейсмической активности в окрестностях Чиркейского водохранилища и вдали от него в период его заполнения и эксплуатации [Левкович др., 1982], что свидетельствует о разрушении блоков разного ранга (диссипативных структур) под воздействием внешних по отношению к структуре возмущающих факторов.

На заключительной стадии активизации сейсмичности, которая составляет примерно 10% периода повторения для сильных землетрясений [Федотов, 1968], очаг землетрясения, по мнению Барсукова В. Л. и др. [Барсуков, Беляев, 1992] представляет собой генератор механических импульсов возрастающей периодичности и частоты. Время распространения их зависит от плотности среды и по сравнению со временем диффузии растворов и газов в земной коре можно считать мгновенной. При этом регистрирующая гидрогазогеохимическая система представляет собой резонатор с ограниченным набором собственных частот. Появление предвестника отражает эффект резонанса на одной из собственных или кратных ей частот регистрирующей геохимической системы подземной гидросферы.

Объекты исследований

Геохимическая станция «Караман». Станция расположена в 32 км севернее Махачкалы на побережье Каспийского моря. Географические координаты $\lambda = -43,20$ и $\varphi = -47,45$, гипсометрический уровень -25 м. Станция оборудована газовым хроматографом ЛХМ-80. Геохимические наблюдения ведутся на базе природного газа

воды скважины «Караман», эксплуатационная глубина которого составляет 643 м. Пробы газа отбираются 2 раза в сутки. Дегазированный газ состоит, в основном, из CH_4 , N_2 и CO_2 , присутствует также гелий.

Наблюдательный пункт «Дубки». Расположен пункт в сейсмоактивной области Дагестанский клин на сейсмостанции «Дубки». Пункт оборудован высокочувствительным сенсором водорода ВСГ – 02. Чувствительность равна 10^{-6} об%. Аппарат работает в непрерывном режиме.

Наблюдательный пункт «Учхоз». Расположен пункт на северо-западе г. Махачкалы и оборудован высокочувствительным (10^{-6} – 10^{-3} об. %) датчиком водорода ВГ-3А. Датчик находится на глубине 1,5 м от земной поверхности и работает в непрерывном режиме.

Методика обработки геохимических данных

Исходили из предположения, что не абсолютные значения, а приращения значений величины исследуемого параметра, его дисперсия, могут иметь определенную физическую сущность при исследовании предвестников землетрясений. Как известно, по физическому смыслу дисперсия отражает энергетическое воздействие на систему, в данном случае, на физико-химическую систему подземных водно-газовых образований, а также на дегазацию массива горных пород. В связи с этим данные геохимических временных рядов подвергнуты статистической обработке, суть которой изложена в статье [Саидов, Даниялов, 2007]:

1. Вычисляются средние значения геохимических временных рядов с определенной статистически значимой шириной окна (10 суток) и соответствующей величиной сдвига ширины окна. В данном случае величина сдвига составляет 1 сутки, что усиливает тесноту взаимосвязи между соседними измерениями и относится ко дню, следующему за рассчитываемым интервалом (физически реализуемый фильтр), т. е. каждое выходное значение ряда является результатом обработки только предыдущих входных сигналов. Переходя последовательно от интервала к интервалу таких наблюдений, можно оценить динамику изменения их статистических свойств, в том числе дисперсии в смежных временных интервалах.

2. Сопоставляются полученные данные с сейсмическими событиями региона. Соответствующие сейсмические события, с указанием класса землетрясений получены по данным региональной сети сейсмических станций Дагестанского филиала ГС РАН.

Обсуждение результатов анализа геохимических временных рядов

На рисунках 1 и 2 представлены вариации непрерывных временных рядов водорода по станции «Дубки» за 2004–2014 годы и аналогичные ряды измерений гелия по станции «Караман» за 2006–2011 годы.

На рисунках отмечаются годовые периоды в вариациях водорода и гелия. Они, по всей вероятности, имеют космическую природу и обусловлены периодическими деформационными процессами в земной коре при орбитальном вращении Земли вокруг Солнца. На общем фоне кривой аппроксимации заметны весьма значительные флуктуации водорода и гелия. Как нами показано [Саидов, 1991], прохождение

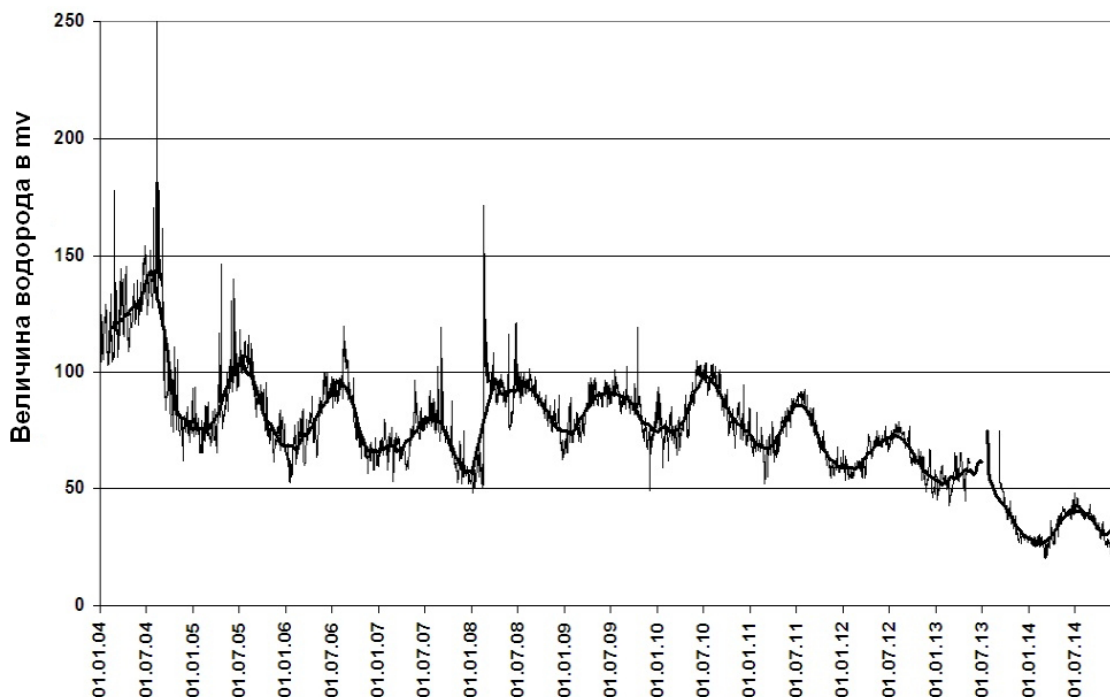


Рис. 1. Вариации водорода и аппроксимирующая кривая (ст. Дубки, 2004–2014 гг.)

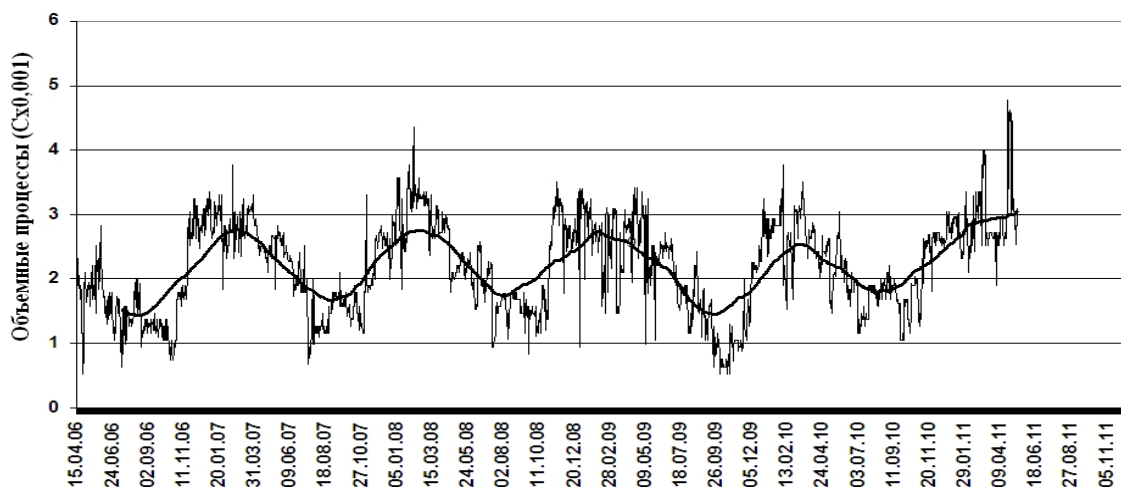


Рис. 2. Вариации гелия и аппроксимирующая кривая (ст. Караман, 2006–2011 гг.)

приливных волн, как лунных, так и солнечных вызывает периодическую деформацию расширения и раскрытия трещин в земной коре, способствуя при этом повышению общей проницаемости среды.

Наибольшие изменения в газовом составе вызывает полусуточная приливная волна Луны M_2 , а легкие компоненты подземной водно-газовой системы, в частности, водород, гелий, метан и другие, обладающие минимумом свободной энергии, доминируют в дегазированных газах земных недр. Гармонический анализ дебита метана показал, что минимум дисперсии соответствует аппроксимирующей функции с периодами в 7, 14, 182 суток. Поэтому период, который отмечается в вариациях водорода и гелия, может быть обусловлен периодом 182 суток. В то же время,

как видно на рис. 1 и 2 максимумы аппроксимации водорода и гелия смещены на полгода, что требует соответствующих исследований.

Следует отметить, что длительные многолетние данные вариаций водорода (11 лет), гелия (5 лет) и других компонентов природного газа получены впервые. Изучение воздействия сейсмических событий на вариации этих газов за этот длительный период изложить в одной статье практически невозможно. В связи с этим рассматриваются материалы последних лет (2013–2014 гг.), и основное внимание будет уделено величине дисперсии вариаций состава природных газов.

Значимость величины дисперсии и ее прогнозная информативность, связанная с изменением во времени локальных характеристик распределения, в том числе в геохимических временных рядах, отмечается в работе [Барсуков, Беляев, 1992]. Предлагаемый авторами метод основан на статистической оценке изменчивости дисперсии в смежных временных интервалах. Показано, что дисперсия при переходе от фоновых значений временного ряда к аномальным его величинам изменяется закономерным образом. В промежуточной зоне между аномалией и фоновым значением, среднее значение компонента может оставаться фоновым, в то время как дисперсия принимает аномальное значение. Примером такого поведения может служить дисперсия вариаций водорода на ст. «Учхоз» (рис. 3) при землетрясениях энергетического класса $K=13,5$ и $K=13$ с координатами $\lambda=46,73$, $\varphi=41,63$ и $\lambda=49,05$ и $\varphi=42,73$ соответственно 29 июня и 31 июля 2014 года. Как видно на рисунке, сейсмическое событие произошло после соответствующего повышения величины дисперсии, на его спаде (в первом случае) или при ее минимальных значениях (во втором случае). При этом среднее значение остается практически фоновым.

Сейсмические события, $K=11$ ($M_s=4$) и выше за исследуемый период, имевшие место на разном удалении от пунктов наблюдений, по данным сейсмических станций ДФ ГС РАН представлены в таблице 1. Здесь же указаны деформационные радиусы землетрясений, вычисленные по известной эмпирической формуле:

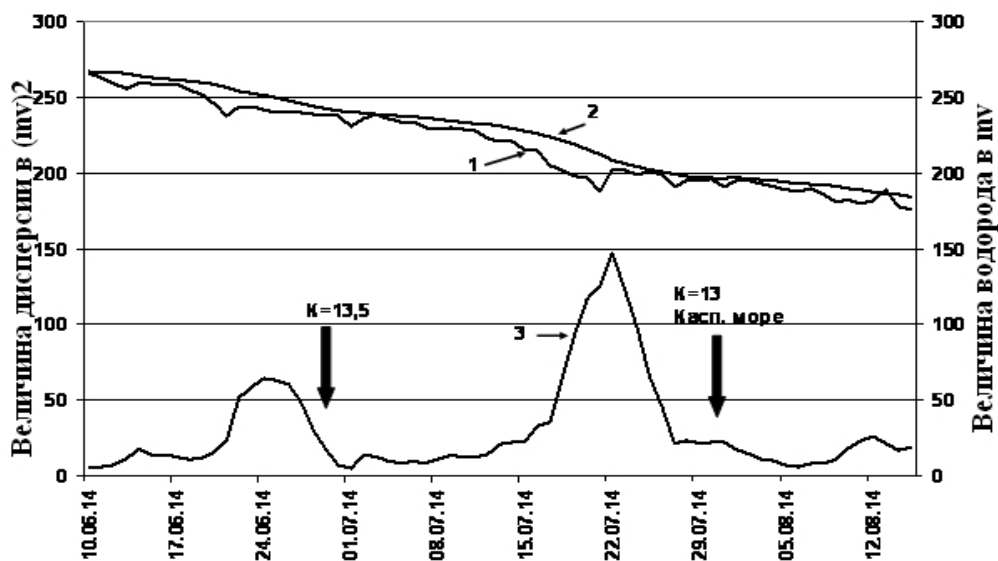


Рис. 3. Дисперсия вариаций водорода (ст. Учхоз, 2014 год):
1 — фактические данные, 2 — скользящая средняя, 3 — дисперсия

$$R = 10^{0,43 \frac{2K-9,6}{3}}, \quad (1)$$

Таблица 1

	Дата	φ	λ	K	R км	Регион
1	17.09.13	42,07	45,80	13	223	Даг.-Грузия погр. обл.
2	17.10.13	40,85	44,06	11	60	Азербайджан
3	24.11.13	43,08	45,82	11	60	Чечня
4	10.01.14	41,90	49,78	12,5	158	Каспийское море
5	10.02.14	40,10	49,19	12,5	158	Азербайджан
6	15.03.14	41,78	48,95	11,6	87	Каспийское море
7	27.04.14	42,91	45,67	11,7	95	Чечня
8	02.06.14	43,57	45,27	12,3	141	Чечня
9	29.06.14	41,63	46,68	13	223	Азербайджан
10	31.07.14	42,56	49,37	12,5	158	Каспийское море
11	29.09.14	41,12	48,01	13,3	275	Азербайджан
12	04.10.14	41,06	47,79	12,7	181	Даг.-Азерб. погр. обл.
13	18.10.14	42,52	45,55	11	60	Чечня
14	24.11.14	43,08	45,82	11	60	Чечня

Как видно из таблицы, большинство сейсмических событий происходят вдали от наблюдательных пунктов, тем не менее, судя по деформационным радиусам, ряд сейсмических событий охватывает наблюдательные пункты ДФ ГС РАН.

На рис. 4 представлены данные дисперсии вариаций водорода по ст. «Дубки» с сентября 2013 года по декабрь 2014 года. На рисунок нанесены также сейсмические события в хронологическом порядке в соответствии с таблицей 1.

Как видно на рис. 4, отмечаются определенные периоды повышения и соответствующего снижения значений дисперсий, образуя при этом своеобразные «дисперсионные бухты», которые сопровождаются сейсмическими событиями. Сейсмические события происходят в основном после соответствующего повышения дисперсии или соответствуют минимальным ее значениям, что является прогнозным признаком. Особенно это заметно перед крупными сейсмическими событиями

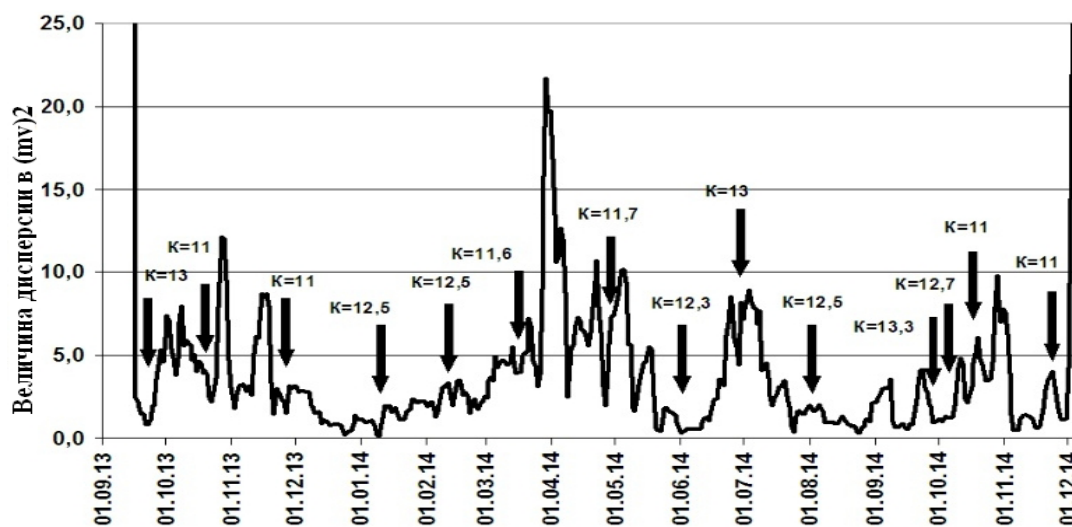


Рис. 4. Дисперсия вариаций водорода (ст. Дубки, 09.2013–12.2014 гг.)

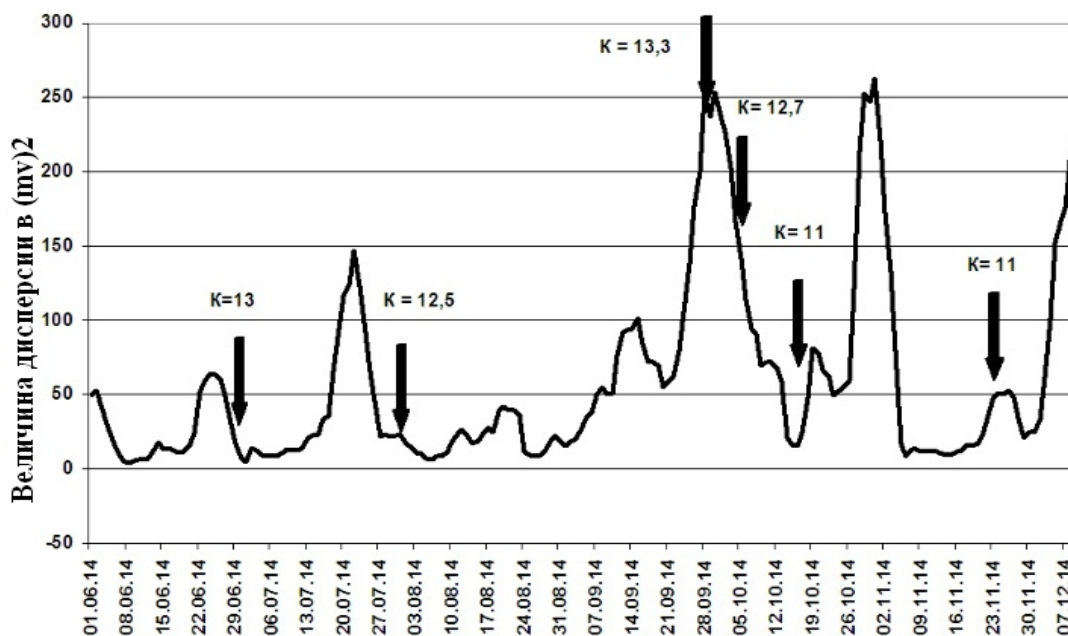


Рис. 5. Дисперсия вариаций водорода (ст. Учхоз, 06.2014–12.2014)

12,5–13 класса, в частности, от 17.09.2013, 2.06.2014, 29.06.2014, 31.07.14 года и перед другими сейсмическими событиями.

Таким образом, динамика дисперсии временного ряда отражает энергетическое воздействие на состояние системы, в данном случае на дегазацию водорода в горном массиве.

На рисунке 5 показана дисперсия вариаций водорода в приземной атмосфере на станции «Учхоз» с июня по декабрь 2014 года. Как видно на рисунке 5, сейсмическое событие 29.06.2014 г. $K=13$ и последующие за ним сейсмические события четко отразились на дисперсии водорода на ст. «Учхоз». События происходят на спаде величины дисперсии, после соответствующего его повышения и соответствуют, как правило «дисперсионной бухте». Следует отметить, что сейсмические события от 29.06.2014, $K=13$ и 28.09.2014, $K=13,3$, которые произошли в Азербайджане с близкими деформационными радиусами, одинаково отразились в дисперсиях водорода, первое на ст. «Учхоз» и второе на ст. «Дубки». Эти землетрясения, в отличие от других, соответствуют максимальным значениям дисперсий на соответствующих станциях, где отмечается скачкообразные изменения дисперсии, что, вероятно, связано с одинаковыми механизмами очагов этих землетрясений.

На рис. 6 представлены дисперсии вариаций отношений метана к азоту-стандарту (воздушный азот) в природном газе скважины «Караман».

Как видно на рисунке, как и в случае водорода, сейсмические события происходят после повышения величины дисперсии отношений метана к азоту, на его спаде или спустя некоторый промежуток времени и соответствуют, как правило, минимальным значениям дисперсии отношений метана к азоту-стандарту, образуя характерную и для водорода «дисперсионную бухту». Сравнение дисперсий вариаций водорода по данным ст. «Дубки» и ст. «Учхоз» с аналогичными данными по дисперсии отношений метана к азоту-стандарту по ст. «Караман» показывает подобие в закономерностях воздействия сейсмических событий на различные по реоло-

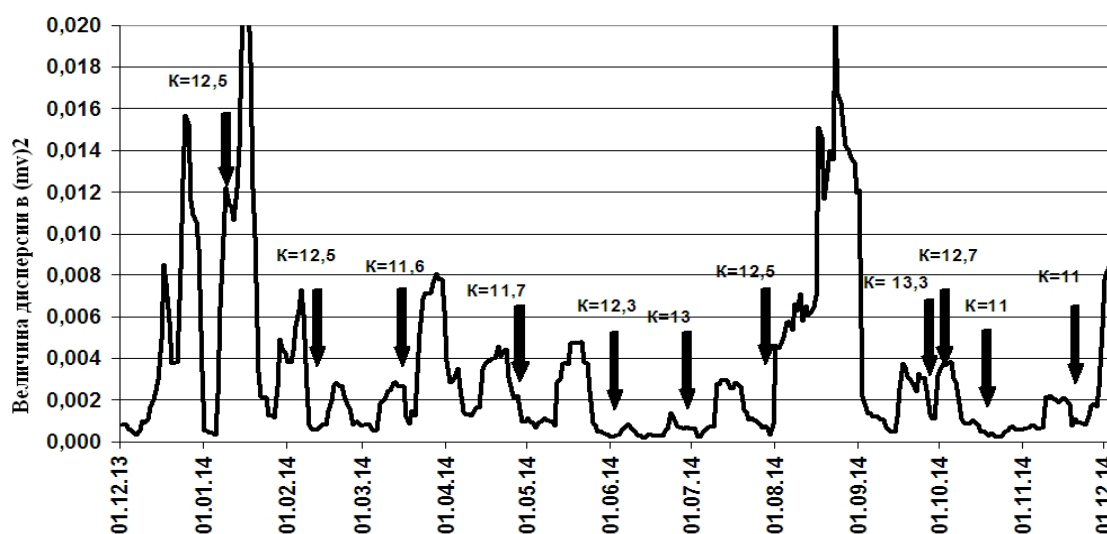


Рис. 6. Дисперсия вариаций отношений метана к азоту-стандарту
(ст. Караман, 12.2013–12.2014 гг.)

гическим свойствам системы (в данном случае на горный массив и на подземные водно-газовые системы).

Таким образом, проведенные исследования показали тесную взаимосвязь между статистическими параметрами смежных временных интервалов геохимического ряда и сейсмическими событиями на Восточном Кавказе. Показано, что в периоды предшествующие и сопутствующие землетрясениям, величина дисперсии в смежных интервалах временных геохимических рядов изменяется закономерно. В периоды повышения сейсмической активности в зависимости от силы готовящегося землетрясения образуется четкое поле повышенных значений дисперсии, которые в ряде случаев являются предвестниками сейсмических событий. Следует подчеркнуть, что минимум дисперсии в параметрах временных геохимических рядов предполагает и минимум энтропии в возбуждающей термодинамической системе, т.е. в очаге землетрясения. В результате релаксации упругой энергии происходит консолидация горных пород, термодинамическая система переходит в наиболее вероятное, устойчивое состояние.

Литература

1. Барсуков В.Л., Беляев А.А. Геохимические методы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1992, 213 с.
2. Левкович Р.А., Дейнега Г.И., Каспаров С.А., и др. Геодинамический эффект, создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М.: Наука, 1982. 76 с.
3. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике. // Изд. «Наука», Природа, 1991, №1, С. 13–23.
4. Саидов О.А., Даниялов М.Г. О методике обработки и интерпретации временных геохимических рядов, как предвестника землетрясений. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. // Материалы второй международной сейсмологической школы (13–17 августа), Пермь, 2007. С. 184–189.

5. Саидов О.А. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях. // Изв. АН СССР, Геохимия, 1991, № 1. С. 27–38

6. Федотов С.А. О сейсмическом цикле. // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 314–326.

GASES IN CONNECTION WITH SEISMIC EVENTS ON THE FASTERN CAUCAUS

© 2015 O.A. Saidov, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

The Dagestan branch FGBUN GS RAN, 367008 Republic Dagestan, Makhachkala,
str. Belinskogo, 16, e-mail: omarsaidov1@yandex.ru

It is shown that during the periods previous and associated of earthquakes, the dispersion amount in complementari intervals of time geochemical sequence has regular variation. During the periods of seismic activity increase depending on the preparing earthquake intensity the clear field of the dispersion increased values is formed.

Keywords: hydrogen, helium, methane, variations, dispersion, earthquake.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 551.24 (234.9)

ВОДА, ВОДА... (ОБ ОСНОВНОЙ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЙ ВЕРСИИ ПРИЧИН И МЕХАНИЗМА КАТАСТРОФЫ НА ЛЕДНИКЕ КОЛКА И В ГЕНАЛДОНСКОМ УЩЕЛЬЕ 20 СЕНТЯБРЯ 2002 ГОДА)

© 2015 М.Г. Бергер, д.г.-м.н., проф.

Северо-Кавказский инновационный центр «Устойчивое развитие горных территорий»;

Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: berger7@rambler.ru

При всех вариациях в определении гляциологами характера (геодинамического типа, механизма протекания) Колкинской (Кармадонской, Геналдонской) катастрофы в ее эпицентре (подвижка ледника, его сход, срыв, сдвиг, выброс и др.), главной причиной, основным действующим фактором этой катастрофы, согласно позиции отечественных гляциологов, является вода. Многочисленные документально установленные фактические данные, характеризующие особенности этой катастрофы, однако, полностью опровергают эту гляциологическую версию.

Ключевые слова: ледник Колка, катастрофа 2002 г., особенности, механизм, причины, вода, факты, генетическое истолкование.

[Необходимо] считаться с фактами и логикой, а не со своими предубеждениями или мнениями авторитетов.

А.Д. Александров

Ни теоретически, ни экспериментально не определена роль воды на ложе...

К.П. Рототаев, В.Г. Ходаков, А.Н. Кренке

Под ледниками, в том числе паводочными, обильны рыхлые отложения, куда уходит вода. Кроме того, на большинстве ледников, если не на всех, образуются подледные каналы..., по которым может уйти вода, скопившаяся в какой-то зоне.

А.Н. Кренке

Сразу же отметим, что ни механизм катастрофы в ее эпицентре (на леднике Колка), ни ее причины, ни характер связи между ними, т. е. то, как эти причины привели к «подобной резкой реакции ледника» (по используемому В.М. Котляковым и др. [2014б, с. 80] выражению), не охарактеризованы гляциологами сколько-нибудь

четко, определено и однозначно. Недаром в гляциологических работах, зачастую даже в одной и той же работе, можно встретить самые разные определения того, что случилось на леднике Колка вечером 20 сентября 2002 г. В последние годы отечественные гляциологи наиболее часто предпочитают использовать в этих целях термин «подвижка ледника», но не в обычном его значении (в смысле «гляциодинамическая подвижка»), определение которого приведено в многочисленных справочных изданиях, а в ином, весьма расширительном и недостаточно определенном по содержанию и объему. При этом они продолжают использовать (или вводят) и иные, в том числе не имеющие научных определений термины типа «сход ледника», его «вытеснение» (Л. В. Десинов) и др., а также несколько более определенные, но весьма различные по значению термины «срыв ледника», его «сдвиг», «обвал», «выброс» и др. Основная причина такого положения будет отмечена в заключительной части данной статьи.

Согласно основной гляциологической версии причин и механизма Колкинской (Кармадонской, Геналдонской) катастрофы 2002 г., главной причиной этой катастрофы была вода, как предполагается гляциологами, в аномально большом количестве скопившаяся к моменту катастрофы в леднике и под ним. При этом считается, что «ее накопление было связано в значительной степени с климатическими причинами» [Котляков и др., 2014а, с. 232].

В последних публикациях [Котляков и др., 2014а, б] гляциологи, правда, отмечают, что «по мере накопления геологических и геофизических данных на первое место вышел эндогенный фактор, и катастрофа потеряла прежнюю «гляциальную природу». Здесь область доказательств принадлежит геологам...» [Котляков и др., 2014а, с. 232].

В конечном итоге гляциологи [Котляков и др., 2014б, с. 61] принимают, что «главные причины катастрофы следует искать в эндогенных факторах. Однако и при этом участие воды в процессе схода ледника очень велико».

Впрочем, основная роль и «эндогенных факторов», в трактовке гляциологов, обычно рассматривается в плане их содействия накоплению повышенного количества воды в бассейне ледника Колка [Котляков и др., 2014а, с. 228] (в дополнение к количеству воды, накопление которой было связано с климатическими причинами), ибо, по результатам предпринятого ими рассмотрения роли климатического фактора в накоплении воды, при всей значительности этой роли, «однако, – по заключению гляциологов [Котляков и др., 2014б, с. 80], – не вызывает сомнений, что всего этого было совершенно недостаточно для подобной резкой реакции ледника». (В этом плане нельзя не заметить, что и накопление гигантских количеств воды под ледниками, в том числе обусловленное воздействием на ледники эндогенных факторов, как известно, никогда не приводит к «подобной резкой реакции ледника», на что автор [Бергер, 2007, с. 131, 161, 198–199] уже обращал внимание.)

Тем не менее, при всех вариациях в определениях гляциологами характера (геодинамического типа, механизма протекания) Колкинской катастрофы в ее эпицентре (подвижка ледника, его сход, срыв, сдвиг, выброс и др.), главной причиной, основным действующим фактором этой катастрофы, согласно позиции отечественных гляциологов, является вода.

При этом основные усилия гляциологов направлены на доказательство участия именно воды в этом катастрофическом процессе, тем более, что, по сохраняющимся в гляциологии представлениям, «вода сыграла главную роль в отрыве ледника

целиком от ложа и стремительном выбросе всей его массы вниз по долине» [Осокин, 2014, с. 309] (см. также [Котляков и др., 2014б, с. 107]). Физический механизм этого выброса, однако, не раскрывается.

Что же касается многочисленных предположений о глубинных эндогенных локальных источниках тепла под ледником Колка, способствовавших таянию льда и накоплению воды под ледником, то этот вопрос остается открытым. Как пишут В.М. Котляков и др. [2014а, с. 225], «при наблюдениях в сентябре 2003 г. мы попытались провести измерения радиояркостной температуры ложа ледника и прилегающих склонов для определения современных возможных локальных источников геотермального тепла... Никаких источников тепла на ложе и склонах по данным этих измерений не обнаружено». Фиксируемые же космическими тепловыми снимками поверхностные тепловые условия в летние месяцы в районе ледника Колка (на которые обращают внимание гляциологи [Котляков и др., 2014а, с. 229]) до выброса ледника и после его выброса, естественно, были различными. Но в какой мере это связано с действием локальных глубинных источников тепла, неизвестно.

* * *

Как утверждают гляциологи [Котляков и др., 2014б, с. 104], «при изучении следов катастрофы в верховьях Геналдона мы получили доказательства очень большого участия воды в подвижке».

В качестве одного из доказательств существования водного потока и его предполагаемого гляциологами «перехлеста» через гребень морены Н.И. Осокин [2014, с. 309] отмечает, что «на участке перехлеста воды через гребень морены попадались скатанные в рулоны остатки дернины с тонким слоем почвы. Таким образом, – почему-то делает заключение из этого Н.И. Осокин, – здесь прошел водный поток со льдом». Совершенно ясно, однако, что водный поток со льдом не мог скатать в рулоны остатки дернины с тонким слоем почвы. Это – следы действия не водного потока со льдом, а очень сильного порывистого ветра, воздушного (или газоздушного) потока. Водный же поток со льдом, безусловно, не сохранил бы эти остатки дернины с тонким слоем почвы, уничтожил, смыл бы их, а не скатал в рулоны.

В другой публикации [Котляков и др., 2014а, с. 223] при описании следов потока воды, в частности, отмечается, что «структура поверхности самого ледника Майли практически не изменилась, но остался очень четкий след заплесков воды с мелкообломочным материалом по верхнему краю прошедшего по льду потока. Остатки льда застряли в краевой ложбине правого борта ледника Майли, перед *взлетом* (? – М. Б.) потока на склон долины над языком ледника. Верхняя граница волны хорошо заметна на осыпях правого склона в виде узкого следа, отмеченного фрагментами льда *на высоте до 300 м* (! – М. Б.) над дном долины реки Майли... Таким образом, по нашему убеждению, *здесь прошел водный поток со льдом*» (выделено мной. – М. Б.). В то же время, авторы [там же] приводят доказательства того, что «*масса самого ледово-каменного селя*» *здесь не проходила*: «очень важно, что форма осыпей и весь рельеф этого участка склона оказались ненарушенными, *чего, несомненно, не могло бы быть в случае прохождения здесь массы самого ледово-каменного селя*» (выделено мной. – М. Б.). Взаимная противоречивость этих утверждений гляциологов и фактическое опровержение именно водного характера потока со льдом на высоте до 300 м над дном долины здесь очевидны. Предположение же гляциологов о взлете и движении на высоте до 300 м над дном долины водного потока со льдом, тем более при яв-

ном отсутствии признаков прохождения этого потока на меньшей высоте, абсолютно несостоятельно. Отмеченные фрагменты льда на этой высоте – след, безусловно, *не водного* потока или его «волны». Этот след и другие подобные ему следы высоко на скалах – результаты взрывоподобного газодинамического выброса ледника Колка 20 сентября 2002 г., свидетельствующие об огромной мощности этого выброса, одни из многочисленных следов разлета продуктов разрушения этого ледника.

Еще одно из доказательств водной версии причин и механизма Колкинской катастрофы приводит Б.Р. Мавлюдов [2011], согласно которому «по илисто-глинистым отложениям в северо-восточной части завала вдоль крутого склона, содержащим в большом количестве плавучие материалы (доски, бревна, деревянные рамы, щепки)», а также некоторым другим признакам видно, что «в потоке было достаточное количество воды» [Мавлюдов, 2011, с. 74].

Но доски и другой «плавучий материал» могли быть перенесены не только водой: по Д.В. Наливкину [1969, с. 388], например, «ураганы и смерчи поднимают и переносят на несколько сот метров небольших животных и даже людей, не говоря уже о больших предметах вроде досок и деревьев».

О проявлении подобных ураганов (вихря, бури), предшествовавших «завалу» и сопутствовавших его движению при Девдоракских катастрофах, писал Б.И. Статковский [1887, с. 14], а при Колкинской (Геналдонской) катастрофе 1902 г. – Э.А. Штебер [1903, с. 241–242], Д.Д. Пагирев [1902, с. 206, 207, 210], Р.Р. Лейцингер [Обвал..., 1904, с. 65]. О сильнейшем, ураганном ветре говорят и свидетели Колкинской катастрофы 2002 г. [Процесс..., 2009, с. 131–132; Заалишвили, Мельков, 2012, с. 38 и др.].

Так что мнение Б.Р. Мавлюдова [2011] о том, что доски, бревна, деревья и прочий «плавучий материал» в Кармадонском завале являются доказательством основной роли воды в катастрофическом выбросе ледника Колка 20 сентября 2002 г., не имеет под собой достаточных оснований: весь этот материал мог быть сорван со своего первоначального местонахождения и вовлечен в движение ураганным ветром или следовавшим за ним лавинообразным потоком ледово-каменного материала, возникшим при газодинамическом выбросе ледника Колка и инерциальном направленном движении продуктов разрушения ледника. И лишь на последнем этапе, особенно в Кармадонской котловине в этом движении принимали участие текущие воды р. Геналдон (безусловно, не причастные к выбросу ледника Колка).

Одновременно, приведенные материалы, возможно, свидетельствуют о проявлении ударной воздушной волны при катастрофическом выбросе ледника Колка и подтверждают его взрывоподобный газодинамический характер. (Более обстоятельно вопрос о проявлении ударной воздушной волны при катастрофическом внезапном газодинамическом выбросе ледника Колка, по которому также высказываются гляциологи [Котляков и др., 2014б, с. 42, 55, 106], рассмотрен в другой статье автора [Бергер, 2015].) Этот же вывод, очевидно, должен быть распространен на Колкинскую (Геналдонскую) катастрофу 1902 г., а также на Девдоракские катастрофические события XVIII и XIX вв. и некоторые другие пароксизмальные ледниковые катастрофы.

Заметим в этой связи, что при проявлении внезапных газодинамических выбросов в подземных горных выработках, где предполагать участие воды в движении выбрасываемого материала (в том числе деревянного) нет ни малейших оснований, как отмечают А.А. Гурин с соавторами [1983, с. 18], характеризующие ударные воздушные волны при внезапных выбросах в горных выработках, «вместе с воз-

душным потоком, движущимся за фронтом волны, летят куски породы, металла, дерева и другие предметы...».

Таким образом, присутствие в составе завала в районе Кармадонских ворот досок и другого деревянного материала само по себе не свидетельствует об участии значительного количества воды на всем пути перемещения этого материала, включая начальный отрезок этого пути, и, тем более, не может быть доказательством главной роли воды в выбросе ледника Колка.

Разумеется, не являются следами движения водного потока и эоловые отложения, присыпавшие поваленные ударной волной деревья на правом борту долины р. Геналдон [Петраков и др., 2006, с. 173]. Зафиксированы эоловые отложения и в других местах движения ледово-каменного потока [Никитин и др., 2007; и др.].

В то же время, Б.Р. Мавлюдов [2011, с. 74] отмечает, что «при прохождении потоком участка от языка Колки до языка Майли и в районе языка ледника Майли в его основании был лед. На это указывает: наличие штрихованных и полированных камней в долине р. Колка и ниже языка ледника Майли (это не мог сделать водный поток); наличие полосы скоплений льда ледника Колка в тени левой морены ледника Майли (ширина до 50 м, длина более 150 м, толщина у края ледника Майли до 20 м, по оценке в сентябре 2006 г.)».

Не могла вода, даже содержащая обломки льда и камней, и пропилить в течение весьма непродолжительного времени эрозионными бороздами глубиной от 20 см до 1 м поверхность моренного «треугольника», разделяющего ледники Колка и Майли, о чем говорится в работе [Котляков и др., 2004, с. 68]. Это – следы не водной эрозии. Сказанное относится к генетическому истолкованию и других фактов, привлекаемых гляциологами в качестве доказательств участия накопившейся в леднике Колка и под ним воды в качестве фактора, вызвавшего Колкинскую катастрофу (ее причины) и определившего механизм ее протекания и ее результаты, – например, заброса колкинского материала за правую боковую морену ледника Майли [Мавлюдов, 2011, с. 74], микрорельефа поверхности участка гребня правой морены ледника Колка [Котляков и др., 2014б, с. 63], образования озер в ледовом завале [Котляков и др., 2014б, с. 61] и др.

Может быть, особенно настойчиво, но непоследовательно и эклектично доказывает, что «решающая роль в катастрофическом характере последней подвижки ледника Колка принадлежит воде», Л.В. Десинов [2004, с. 79; и др.]. Правда, «среди многих ярких следов, которые остались на леднике Колка, на склонах его горного обрамления и в долине реки Геналдон», он отмечает, что «в тыловой зоне ледника высоко над левой береговой мореной на склоне остался «примазок» льда длиной в несколько сотен метров. По внешним признакам он был точно таким же, как и протяженные линии двух ледовых «примазков», оставшихся на правом склоне долины реки, ниже ледника Майли», и признает, что «следы над левой береговой мореной документально свидетельствуют о взрывном характере катастрофы», но тут же добавляет, что ««примазки» маркируют самую высокую позицию выброса воды и льда» [Десинов, 2008, с. 169].

Но вода в природном жидком состоянии, как известно, не является взрывчатым веществом, не обладает взрывными свойствами и способностями и, соответственно, не могла обусловить взрывной характер Колкинской катастрофы, не могла выброститься («взлететь» и т. п.) на высоту в сотни метров над дном долины и выбросить (забросить, заплеснуть, захлестнуть и т. п.) лед (и каменный материал) на скалы на

такую высоту. Вода не могла практически мгновенно с огромной скоростью, превышающей (возможно, значительно превышающей) 200 км/час, выбросить примерно стомиллионнотонный ледник на 15 или более километров (до удара о преградивший ему путь Скалистый хребет), забрасывая ледово-каменный материал на 100–200 и более метров на скалы и срывая (сдирая, срезая) почвенно-растительный покров на огромной площади на такой высоте. Полагать, что все это обусловлено действием воды, – совершенно невероятно, физически необоснованно и ошибочно. Так что неоднократные настойчивые утверждения Л. В. Десинова, Н. И. Осокина и других гляциологов о якобы главной (основной, решающей, огромной и т. п.) роли воды в Колкинской катастрофе на самом деле ничего не дают для объяснения особенностей, определения причин и расшифровки механизма этой катастрофы. Соответственно, лишены смысла и приводимые ими предположения об источниках этой воды.

* * *

Одним из оснований гляциологической версии причин и механизма катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье являются неправильные представления гляциологов о сущности, особенностях протекания и результатах взрывных процессов на склонах, в частности, установленного (диагностированного) автором еще в начале изучения Колкинской катастрофы взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка, краткая характеристика которого приведена, например, в работах [Бергер, 2006а, 2007].

Как полагают В. М. Котляков с соавторами [2014б, с. 107], «если взрыв выбросил ледник из цирка, то далее для движения ледово-водно-каменного потока, преодолевшего за 7 минут расстояние почти 20 км (от тыла ледника Колка до Кармадонских ворот), было необходимо участие не менее 11 млн м³ воды».

Но гигантский по мощности (величине выделившейся энергии) взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника Колка, безусловно, не мог ограничиться лишь контурами самого ледника. Направленные взрывы (именуемые также взрывами на сброс), происходящие на склонах, никогда, естественно, не ограничиваются лишь эпицентральной (ближней) зоной.

Как отмечают В. В. Адушкин и др. [1984, с. 6–7], «главная физическая особенность крупномасштабных взрывов на выброс состоит в том, что основная работа взрыва затрачивается на перемещение выбрасываемой породы в поле силы тяжести». Перемещение же выбрасываемой породы при направленном взрыве на выброс и взрывоподобном направленном газодинамическом выбросе происходит, естественно, в основном, *по латерали* на то или иное (иногда – весьма значительное) расстояние от эпицентра выброса вне зависимости от участия воды в качестве несущей фазы, без такого участия.

С учетом нахождения эпицентра выброса на склоне и наклонного залегания ледника (что определило направленный характер выброса), никакая вода, ни в каком ее количестве для движения потока ледово-каменных продуктов взрывоподобного газодинамического разрушения и направленного выброса ледника Колка от тыла ледника (где находился эпицентр выброса) до удара передовой (фронтальной) части потока первой (начальной, по М. Ю. Никитину и др. [2007]) стадии выброса о южный склон Скалистого хребта *не требовалась*. Движение выброшенного ледово-каменного материала в зоне транзита было инерциальным и происходило, в основном, по воздуху (а не по дну долины, о чем свидетельствуют следы, оставлен-

ные этим материалом высоко на склонах) под действием запасенной этим материалом при выбросе огромной кинетической энергии.

Колоссальный по мощности (величине выделившейся энергии) взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника Колка, о котором автор неоднократно писал в своих публикациях, начиная с 2003 г., произошедший под действием огромного сверхвысокого пластового газового давления сосредоточенного концентрированного потока огромного количества прорвавшихся непосредственно под ледник глубинных поствулканических газов, состоял, естественно, не просто в разрушении и выбросе ледника из его ложа («выбросе ледника из цирка», что, по-видимому, уже допускают гляциологи). Одним из важнейших, самым главным проявлением этого выброса было чрезвычайно высокоскоростное перемещение продуктов разрушения ледника до преградившего им путь Скалистого хребта и образование перед ним – к югу от него в Кармадонской (Канийской, Нижнеканийской) котловине гигантского ледово-каменного (преимущественно ледового) завала (навала, по используемой во взрывном деле терминологии). Скорость этого перемещения примерно на порядок превышала скорости самых высокоскоростных селей и на несколько порядков превышала максимальные скорости движения льда при релаксационных быстрых ледниковых (гляциодинамических) подвижках. Никакие другие агенты переноса, в частности, вода, о которой постоянно пишут гляциологи, или гравитационный агент переноса, о котором пишут, например, М.Ю. Никитин с соавторами [2007], для этого не требовались и не могли обеспечить столь высокие скорости весьма протяженного субгоризонтального движения продуктов разрушения ледника Колка.

Так что полагать, что в этом движении изначально участвовало огромное количество (не менее 11 млн м³!) воды, и утверждать, что «без этого масштаб катастрофы не был бы столь ярко выражен» [Котляков и др., 2014б, с. 107], нет оснований.

* * *

При определении причин и механизма катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье в сентябре 2002 г. гляциологи пытаются опереться и на имеющиеся данные о предыдущей аналогичной катастрофе в июле 1902 г.

Однако при этом ими не учитываются совершенно однозначные показания очевидцев этой катастрофы, содержащиеся, в частности, в докладе Вырубова и Хмелевского [Черноморец, Адцеев, 2014, с. 356–360].

Согласно этим показаниям, «катастрофа (3 июля 1902 г. – М. Б.) произошла в продолжении 1–2 минут. После страшного грохота и треска, в ущелье Геналдона появилось большое облако снежной пыли и масса фирнового льда с моренными отложениями, *пролетев* через головную часть Майлийского ледника, ринулась в Геналдонское ущелье... Стада и пастухи были снесены со склонов ущелий *вихрем*, образовавшимся от движения оторвавшегося ледника. Падение его по Геналдонскому ущелью произошло на протяжении около 7 верст, из которых 5 верст он *пролетел* по ущелью, оставив *по его склонам* лишь следы моренных отложений и глыбы льда, а далее 2 версты *упавшая* масса заполнила сплошь все ущелье реки Геналдона...» [Черноморец, Адцеев, 2014, с. 357] (выделено мной. – М. Б.). Всем этим *фактам*, полностью игнорируя их, гляциологи [Котляков и др., 2014б, с. 59] предпочитают высказывание Р.Р. Лейцингера [Обвал..., 1904] о том, что «обилию воды и талого снега приписывают то, что ледник с такой поразительной быстротой промчался по Геналдонскому ущелью». Это высказанное Лейцингером мнение не

позволяет, однако, объяснить приведенные выше факты, содержащиеся в докладе Вырубова и Хмелевского [Черноморец, Адцеев, 2014, с. 357], находится в противоречии с этими фактами и опровергается ими.

* * *

Помимо изложения и отстаивания своей гляциологической (водной) версии причин и механизма катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, гляциологи берутся оценивать другие (весьма далекие от гляциологических) представления по данной проблеме, не приводя никаких аргументов либо приводя необоснованные и ошибочные аргументы, а иногда и искажая содержание цитируемых ими работ.

Так, Н.И. Осокин [2014, с. 310] пишет: «М.Г. Бергер [2006б] объясняет катастрофу не выбросом газов, а внезапным газодинамическим выбросом самого ледника. Однако на пустом ложе ледника нет «гигантской воронки выброса» и следов «разлета продуктов разрушения ледника»...». Аналогичные высказывания содержатся и в других гляциологических публикациях с участием Н.И. Осокина.

Эти высказывания Н.И. Осокина отражают лишь полное непонимание им сути обсуждаемых вопросов и абсолютное незнание результатов, имеющих в данной области науки. Соответствующий круг вопросов рассмотрен в предыдущих публикациях автора [Бергер, 2012а, б и др.]. Из материалов, приведенных в этих работах, со всей очевидностью следует полная несостоятельность представлений Н.И. Осокина и некоторых других авторов, высказывающихся по данному кругу вопросов, достаточно простых, но требующих определенных знаний.

Как утверждают гляциологи [Котляков и др., 2014б, с. 108], «на пустом ложе ледника не было ничего похожего на «гигантскую воронку выброса», это видно на всех снимках (см., например, рис. 66 и 68) и подтверждено при наземных обследованиях цирка». В то же время они отмечают, что в результате «внезапного освобождения цирка от ледника в сентябре 2002 г.» в цирке «открылась огромная пустая чаша, покрытая темным обломочным материалом» [Котляков и др., 2014б, с. 125] (выделено мной. – М. Б.). Ну что тут можно сказать? Все эти вопросы достаточно подробно рассмотрены в работе автора [Бергер, 2012а], вероятно, неизвестной гляциологам, как, очевидно, неизвестно им и само понятие «воронка выброса».

Нельзя не обратить внимание также на способы ведения научной дискуссии, применяемые гляциологами в целях утверждения своей позиции, в частности, на недопустимое искажение ими моих представлений в данной области.

Например, в уже цитированном недавно опубликованном сборнике [Ледник Колка..., 2014] гляциологи пишут: «...мы не можем согласиться с М.Г. Бергером в том, что «начальное движение» продуктов разрушения было направлено не вниз по уклону долины...» [Котляков и др., 2014а, с. 232]. Но я этого никогда и нигде не утверждал. Наоборот, я неоднократно писал о «преимущественно направленном характере выброса по уклону долины» [Бергер, 2007, с. 59] – см. также [Бергер, 2006а, с. 35, 36; и др.]. В моей статье, опубликованной в том же сборнике [Бергер, 2014, с. 269–270], по данному поводу, в частности, говорится следующее: «Противники газодинамической природы Колкинской катастрофы акцентируют внимание на том, что гигантская ледово-каменная масса двигалась вниз по долине. Этот общеизвестный факт никто, естественно, не отрицает. Неоднократно отмечал его в своих публикациях и автор. Существуют, однако, вполне достоверно установленные факты, зафиксированные многочисленными наблюдениями, наземными и аэрофо-

тоснимками и т. д., свидетельствующие о разлете продуктов разрушения ледника Колка в эпицентре катастрофы, о том, что *направление вниз по уклону долины было отнюдь не единственным направлением движения ледово-каменного материала продуктов разрушения ледника Колка в ходе катастрофы*. Действительно, как уже отмечал автор в предшествующих публикациях, внезапный газодинамический выброс ледника Колка в эпицентральной зоне выброса имел *не только направленный вниз по уклону долины характер* (что вполне естественно и объяснимо с учетом наклонного залегания ледника и расположения эпицентра выброса в тыльной, верхней его части и нисколько не противоречит газодинамической природе выброса), но и в значительной мере центробежный характер – огромные массы ледово-каменных продуктов разрушения ледника оказались отброшенными *не только вниз по долине*, но и вверх и в стороны от эпицентра выброса. Документальные подтверждения этого многочисленны и также общеизвестны. В частности, как отмечает Л. В. Десинов [2008], «в тыловой зоне ледника высоко над левой береговой мореной на склоне остался «примазок» льда длиной в несколько сотен метров... Следы над левой береговой мореной документально свидетельствуют о взрывном характере катастрофы». Эти материалы, включенные в указанный недавно вышедший обобщающий сборник, были опубликованы еще в 2010 г. в «Вестнике Владикавказского научного центра РАН и СО-А» (2010. Т. 10. № 1. С. 66–67).

Так с чем здесь не могут согласиться гляциологи? И почему, на каком основании?

Правда, по утверждению Н. И. Осокина [2014, с. 310], «есть четкие следы... направленного схода вниз по ущелью Колки и долине Геналдона *всей массы* бывшего ледника» (выделено мной. – М. Б.). Но это – очередное искажение фактов Н. И. Осокиным. Даже сами гляциологи [Десинов, 2004, с. 73, 84; Десинов, 2008, с. 169; Котляков и др., 2014б, с. 66, 71, 74; и др.] приводят факты, опровергающие это утверждение Н. И. Осокина.

Не приводя конкретную ссылку на цитируемый ими источник, приводя не используемое мной в данном случае выражение «начальное движение» и подменяя мои неоднократные утверждения о движении продуктов разрушения ледника «не только вниз по долине», «преимущественно по уклону долины» своим (но приписываемым мне) противоположным по смыслу заведомо ошибочным утверждением «не вниз по уклону долины», гляциологи лишь демонстрируют неадекватность и неприемлемость используемых ими методов ведения научной дискуссии. Автор [Бергер, 2005, 2007, 2012а, б и др.] уже не раз обращал внимание на серьезные нарушения логики и искажение фактов в работах гляциологов, приводящие к необоснованности и ошибочности их утверждений и основанных на них заключений.

Как утверждают гляциологи [Котляков и др., 2014а, с. 232], автор «полностью отрицает участие воды не только в подготовке, но и в самом процессе катастрофы». И это неправда. Я нигде, естественно, не отрицаю участие воды в Колкинской катастрофе. Как и воздух, лед, каменные горные породы (моренный материал), поствулканические газы и многие другие природные факторы, вода, конечно, принимала участие в Колкинской катастрофе. Вопрос, однако, заключается в том, каким было это участие, в чем оно состояло, какую конкретно роль в этой катастрофе сыграло участие в ней воды. В связи с позицией гляциологов, кратко охарактеризованной в работе [Бергер, 2007, с. 128–129], автор был вынужден уделить (в том числе в данной работе) большое внимание этому вопросу. Именно в связи с этим вопросом, нисколько, естественно, не отрицая участие воды, автор [Бергер, 2007, с. 128]

писал: «В катастрофе на леднике Колка и в Геналдонском ущелье – одном из грандиознейших природных явлений последних лет – на различных этапах ее подготовки, проявления и завершения принимали участие самые различные природные факторы. Однако роль их была существенно различной как по значимости (главная, второстепенная, несущественная), так и по характеру (вызывающая, содействующая, благоприятствующая, ускоряющая; запускающая, триггерная, инициирующая или же блокирующая, препятствующая)».

Речь идет, естественно, не просто об участии, а о причинной роли воды в этой катастрофе, об участии воды *в качестве ее причины*, в качестве фактора, вызвавшего эту катастрофу и определившего ее особенности. Гляциологи во многих десятках публикаций, игнорируя многие важнейшие особенности Колкинской катастрофы либо приводя необоснованные и ошибочные объяснения некоторых из них, утверждают, что вода была основной причиной этой катастрофы. Однако еще около десяти лет назад автором [Бергер, 2004, 2006а, б, и др.] было совершенно неопровержимо показано, что природа этой катастрофы – не гляциодинамическая, не гидродинамическая, а *газодинамическая*, что эта катастрофа в ее эпицентре (на леднике Колка) и сопредельной с ним области, учитывая все весьма многочисленные особенности ее подготовки, проявления и завершения, представляла собой взрывоподобный направленный *газодинамический* выброс ледника. Неспособность понять и нежелание принять это основополагающее заключение – важнейшая исходная причина необоснованности и ошибочности предположений и построений гляциологов и некоторых других исследователей Колкинской катастрофы.

Вода в любом ее количестве, разумеется, не могла вызвать газодинамический выброс ледника и, соответственно, не могла быть (и, безусловно, не была) его причиной. Все эти положения, сформулированные и обоснованные автором еще в 2004–2007 гг. [Бергер, 2004, 2005, 2006а, б, в, 2007], полностью сохраняют свою силу, неопровержимо доказаны и не имеют альтернативы.

Вода, безусловно, принимала участие в катастрофической пульсации ледника Колка (взрывоподобном направленном газодинамическом выбросе ледника), но, повторим, в противоположность многочисленным утверждениям гляциологов, не могла вызвать этот выброс, не могла быть его причиной, более того, не содействовала, а препятствовала выбросу ледника. Однако газовый фактор оказался сильнее (см. [Бергер, 2007, с. 147–148 и др.]), тем более, что нет никаких оснований полагать, что к моменту катастрофы количество воды в бассейне ледника Колка было существенно больше, чем обычно для этого времени года, но есть основания полагать, что воды было существенно меньше, чем обычно [Бергер, 2007, с. 34–38, 130–131 и др.], и это благоприятствовало газодинамическому выбросу ледника Колка, стало одним из важных условий его подготовки и проявления [Бергер, 2007, с. 161–162 и 199].

* * *

Кратко резюмируя изложенное выше, отметим, что речь в данном случае идет не столько о самих фактах (наличие скатанных в рулоны остатков дернины с тонким слоем почвы, присутствие в завале досок и другого «плавучего материала», выброс фирново-ледового и каменного (моренного) материала продуктов разрушения ледника Колка высоко на скалы в левом и правом бортах ледника и в ложбину за левую боковую морену, образование нижних и, что особенно показательно, верхних

поперечных валов («куступов», «ступеней») в освободившемся ложе ледника Колка, практически мгновенное освобождение ложа этого ледника, в результате чего «открылась огромная пустая чаша» [Котляков и др., 2014б, с. 125; и др.], сколько о генетическом истолковании этих и других фактов гляциологами, зачастую голословном, необоснованном и ошибочном.

Особо следует отметить безуспешность и невозможность водно-гляциального объяснения скорости и дальности субгоризонтального (иногда – со значительным набором высоты [Черноморец, 2005, с. 124]) движения ледово-каменного материала в Геналдонском ущелье с наклоном поверхности поперечного сечения потока на отдельных участках до 30–40° к горизонту [Никитин и др., 2007, с. 9], незначительности или отсутствия глубинной (донной) эрозии в протяженной зоне транзита этого материала при исключительно сильной боковой (склоновой) эрозии (бездоказательно и ошибочно трактуемой в качестве результата воздействия на склоны неких заплесков бездоказательно и ошибочно предполагаемого селевого потока), наличия интенсивной ударной воздушной волны, характера сейсмического сопровождения и многих других документально установленных фактических особенностей катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, проявившихся в ходе ее протекания, а также при ее подготовке и завершении.

Каждый из этих фактов и, тем более, вся их совокупность полностью опровергают гляциологическую версию причин и механизма этой уникальной гигантской природной катастрофы. Совершенно очевидно, что вода здесь ни при чем. Грандиозная катастрофа 20 сентября 2002 г. с эпицентром на леднике Колка как была, по признанию гляциологов [Котляков и др., 2014а, с. 231], так и осталась для них совершенно непонятной. Новые публикации гляциологов свидетельствуют об этом со всей очевидностью.

Фактически, гляциологическая версия причин и механизма Колкинской катастрофы представляет собой попытку с позиций динамической гляциологии (и, в целом, классической географии) охарактеризовать и объяснить не гляциодинамическое, а газодинамическое явление, раскрыть его механизм и установить его причины – вызывающие его и управляющие им факторы, определяющие его особенности на различных этапах его подготовки, протекания и завершения.

Совершенно очевидно, что такая попытка, в принципе, несостоятельна и едва ли может представлять какой-либо интерес.

Не имея («потеряв», по признанию гляциологов [Котляков и др., 2014а, б]) гляциальную природу, катастрофа, естественно, не имеет и гляциальных особенностей, которые можно было бы адекватно охарактеризовать и правильно объяснить с гляциологических позиций, на основе известных гляциологических фактов, закономерностей, законов и аксиом (одна из них упоминается [Котляков и др., 2014а, с. 231] при рассмотрении Колкинской проблемы), с использованием гляциологического (и, в целом, географического) понятийно-терминологического аппарата.

Сказанное делает неправомерными любые попытки гляциальной или водно-гляциальной трактовки генезиса основных особенностей Колкинской катастрофы – ее подготовки, запуска, протекания и завершения.

Именно поэтому в гляциологических работах при всей их многочисленности все это осталось не раскрытым либо получило необоснованное и неправильное освещение.

В заключение обсуждения данного вопроса нельзя не обратить внимание на такой небезынтересный существенный и в каком-то смысле показательный момент: некото-

рые отечественные гляциологи, институционально непосредственно не связанные с Институтом географии РАН, а также зарубежные гляциологи, достаточно хорошо знакомые с катастрофой на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 2002 г. и неоднократно высказывавшиеся по этой проблеме, не придерживаются изложенной в многочисленных публикациях отечественных гляциологов основной гляциологической версии причин и механизма этой катастрофы, очевидно, не принимая эту версию в качестве удовлетворительного и убедительного решения Колкинской проблемы.

Несмотря на свою совершенно очевидную полную неспособность понять и объяснить катастрофу на леднике Колка и в Геналдонском ущелье и компетентно, на профессиональном уровне оценить имеющееся газодинамическое решение Колкинской проблемы, гляциологи продолжают определять, кто может, а кто не может дать объяснение этой катастрофы. По их мнению, «объяснение такого сложного и многопланового события, как Кармадонская катастрофа 2002 г., очевидно, не может дать отдельный исследователь» [Котляков и др., 2014б, с. 103]. Отвечу им хорошо известными словами В.И. Вернадского: «Вся история науки доказывает на каждом шагу, что в конце концов постоянно бывает прав одинокий ученый, видящий то, что другие своевременно осознать и оценить не были в состоянии» [Вернадский, 2002, с. 365].

Литература

1. Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных взрывных извержениях // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 3–11.
2. Бергер М.Г. Газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. – новое катастрофическое природное явление // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Тезисы докладов Международной конференции, г. Владикавказ, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: РЕМАРКО, 2004. С. 4–5.
3. Бергер М.Г. О водной гипотезе причин катастрофы на леднике Колка // Сборник научных трудов Северо-Осетинского отделения АН ВШ РФ. № 2. Владикавказ: Терек, 2005. С. 135–141.
4. Бергер М.Г. Газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Вестник Владикавказского научного центра РАН и СО-А. 2006а. Т. 6. № 2. С. 33–37.
5. Бергер М.Г. Природная катастрофа на леднике Колка 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах. Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г. – Владикавказ: Изд-во «Олимп», 2006б. С. 41–49.
6. Бергер М.Г. О предполагаемых причинах предполагаемой аномальной обводненности ледника Колка перед катастрофой 20 сентября 2002 г. // Вестник Владикавказского научного центра РАН и СО-А. 2006 в. Т. 6. № 1. С. 71–72.
7. Бергер М.Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 248 с.
8. Бергер М.Г. О воронке выброса ледника Колка // Геология и геофизика Юга России. 2012а. № 2. С. 55–64.
9. Бергер М.Г. О некоторых следах, оставшихся на месте ледника Колка, как показателях характера Колкинской катастрофы 2002 года // Геология и геофизика Юга России. 2012б. № 4. С. 75–85.
10. Бергер М.Г. О возражениях против газодинамической природы катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вче-

ра, сегодня, завтра / [отв. ред. академиков Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014. С. 268–270.

11. Бергер М.Г. О проявлении ударной воздушной волны при взрывоподобном внезапном газодинамическом выбросе ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Геология и геофизика Юга России. 2015. №2. С. 76–85.

12. Вернадский В.И. О науке. Т. II: Научная деятельность. Научное образование. СПб.: Изд-во РХГИ, 2002. 600 с.

13. Гурин А.А., Малый П.С., Савенко С.К. Ударные воздушные волны в горных выработках. Изд. 2-е. М.: Недра, 1983. 223 с.

14. Десинов Л.В. Пульсация ледника Колка в 2002 году // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. 2004. Т. 4. №3. С. 72–87.

15. Десинов Л.В. Фантазии и реалии в решении проблемы противодействия катастрофам в долине реки Геналдон // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды Международной научно-практической конференции. Владикавказ, 20–22 сентября 2007 г. – Владикавказ: ВНИЦ РАН и РСО-А, 2008. С. 167–173.

16. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. и его макросейсмическое проявление по инструментальным данным современных регистрационных систем // Геология и геофизика Юга России. 2012. №3. С. 29–44.

17. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Известные подвижки ледников на Северном Кавказе // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. академиков Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014а. С. 213–233.

18. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014б. 184 с.

19. Котляков В.М., Рототаева О.В., Осокин Н.И. Пульсирующие ледники и ледниковая катастрофа на Северном Кавказе // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. 2004. Т. 4. №3. С. 65–71.

20. Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. академиков Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014. 429 с.

21. Мавлюдов Б.Р. Разрушение Геналдонского ледяного завала (Северная Осетия) в 2002–2006 годах // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. №1. С. 68–79.

22. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука, 1969. 487 с.

23. Никитин М.Ю., Гончаренко О.А., Галушкин И.В. Динамика и стадийность развития Геналдонского ледово-каменного потока на основе дистанционного анализа // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. 2007. Т. 7. №3. С. 2–15.

24. Обвал Геналдонского ледника // Ежегодник Кавказского горного общества в г. Пятигорске. 1902 и 1903 гг. №1. Пятигорск, 1904. С. 61–66.

25. Осокин Н.И. Ледник Колка сегодня. Какой ледник будет опасен завтра? // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. академиков Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014. С. 307–313.

26. Пагирев Д.Д. Падение ледников с Гимарай-хоха // Известия Кавказского отдела Императорского Русского географического общества. 1902. Т. 15. Вып. 3. С. 205–210.

27. Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. Оценка и прогноз динамики ледовых образований и рельефа после Геналдонской катастрофы 2002 года // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г. – Владикавказ: Изд-во «Олимп», 2006. С. 171–178.

28. Поггенполь Н.В. По северным долинам Казбекского массива и первое восхождение на Майли-хох // Ежегодник Русского горного общества. 1903. М., 1905. Вып. III. С. 1–37.

29. Процесс схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. / Отв. ред. В.Б. Заалишвили. Владикавказ: ВНИЦ РАН и РСО-А, 2009. 165 с.

30. Статковский Б.И. О причинах происхождения Казбекского завала. Тифлис. 1887. 64 с.

31. Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 184 с.

32. Черноморец С.С., Адцеев В.Г. Ледниковые катастрофы в Геналдонском ущелье: взгляд в прошлое. Архивные документы о событиях XIX века и 1902 года // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014. С. 329–426.

33. Штебер Э.А. Ледниковые обвалы в истоках Геналдона // Терский сб. Владикавказ, 1903. Вып. 6. С. 233–248.

WATER, WATER... (ABOUT THE MAIN GLACIOLOGICAL VERSION OF REASONS AND MECHANISM OF DISASTER ON THE GLACIER KOLKA AND IN GENALDON GORGE ON SEPTEMBER 20, 2002)

© 2015 M.G. Berger, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof.

North-Caucasian innovation center «Sustainable development of mountain territories»;

Geophysical institute of VSC RAS (CGI VSC RAS), Russia, 362002, Vladikavkaz,
Markov street, 93 a, e-mail: berger7@rambler.ru

In all variations in determination by glaciologists a character (geodynamic type, behaviour mechanism) of the disaster in its epicenter (glacier surge, its fall, collapse, displacement, fault etc.) the main reason, the main operative factor of this disaster is water according to the position of Russian glaciologists. Numerous documentarily defined actual data which characterizes the features of this disaster, however, fully disproves such glaciological version.

Keywords: the glacier Kolka, disaster of 2002, features, mechanism, reasons, water, facts, genetic interpretation.

НАШИ ГОСТИ

УДК 550.34

ВАРИАЦИИ НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ МИНГЯЧЕВИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

© 2015 Г.Д. Етирмишли, д.г.-м.н., С.Э. Кязымова, к.г.-м.н., Ш.К. Исламова

Национальная Академия Наук Азербайджана (НАНА), Республиканский Центр Сейсмологической Службы, Баку, Азербайджан, 1001, ул. Н. Рафибейли, 9,
e-mail: sabina.k@mail.ru

Изучена величина наклона графика повторяемости γ (при использовании магнитудной шкалы), отражающая распределение числа землетрясений по их энергии и широко используемая для характеристики сейсмического процесса. По данным каталогов РЦСС НАНА были выбраны землетрясения, относящиеся к зоне Мингячевирского водохранилища за период 1935-2002 и 2003-2014 гг. Исследованы изменения величины наклона графика повторяемости землетрясений во времени для зоны Мингячевирского водохранилища. Проведены исследования по фрактальной статистике землетрясений в зоне Мингячевирского водохранилища, а также построена карта сейсмической активности за последние 10 лет.

Ключевые слова: закон Гутенберга-Рихтера, закон повторяемости землетрясений, наклон графика повторяемости, сумма сейсмической энергии.

Введение

Вопрос о характере сейсмических проявлений в районе Мингячевирского водохранилища и возможности появления здесь индуцированных (так называемых наведенных) землетрясений возник еще при строительстве ГЭС. Как известно, территория Мингячевирского водохранилища расположена в пределах Куринской сейсмогенной зоны. Согласно проведенным расчетам с данной сейсмогенной зоной могут быть связаны максимальные события магнитудой $M=5,3$. Для территории Мингячевирского водохранилища принята сейсмичность 8 баллов [Геология Азербайджана, 2005]. Первое сообщение о событии в зоне Мингячевирского водохранилища относят к 1935-му году.

Таким образом, приоритетным направлением исследования является анализ сейсмической опасности территории республики с применением статистико-математических методов [Салтыков, Кравченко, 2009]. Одним из современных подходов к данной проблеме является изучение сейсмоактивности с помощью величины наклона графика повторяемости.

Величина наклона графика повторяемости γ (при использовании магнитудной шкалы) отражает распределение числа землетрясений по их энергии и широко используется для характеристики сейсмического процесса. Одним из интересных свойств наклона графика повторяемости для нас является его непостоянство во времени. Данная статья направлена на исследование во времени аномалии накло-

на графика повторяемости по данным Мингячевирского регионального каталога за период 1935–2014 гг.

Повторяемость землетрясений

Для оценки повторяемости землетрясений применяется линейное соотношение Гутенберга-Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954]. Полагая, что время возникновения землетрясений случайно, их число уменьшается экспоненциально с ростом магнитуды, а величина магнитуды не лимитирована.

На основе статистических данных строилась зависимость $\lg N$ от M , где N – количество землетрясений с заданной магнитудой M . Далее эти данные аппроксимировались функцией (1):

$$\lg N = a + bM. \quad (1)$$

Зависимость (1) отражает закон повторяемости магнитуд Гутенберга-Рихтера, где a и b региональные константы.

Как известно, выделяемая при землетрясении энергия E связана с магнитудой следующим соотношением (2):

$$\lg E = \beta M + \alpha, \quad (2)$$

где α и β – эмпирические коэффициенты. Магнитуда M есть не что иное, как эмпирическая мера силы землетрясения.

Учитывая приведенные выше равенства, закон Гутенберга-Рихтера выражает следующее скейлинговое соотношение: $f(E) \sim E^{-d}dE$, где $f(E)$ – частота землетрясений, энергия которых больше E . Степенной показатель dE , в данном соотношении равный b/β , аналогичен фрактальной размерности, хотя и не является фрактальной размерностью в строгом смысле слова. Здесь показатель dE является скейлинговым параметром (фрактальной размерностью) распределения землетрясений по энергиям [Кадиров и др., 2010].

Среднеквадратичная ошибка в определении наклона графика повторяемости обратно пропорциональна квадратному корню из числа используемых для его определения землетрясений, поэтому для уменьшения ошибки необходимо увеличивать объем выборки. С другой стороны, увеличение выборки требует увеличения пространственно-временного размера используемой области, т. е. к ухудшению разрешающей способности. В связи с этим, на настоящей стадии исследования проведены расчеты с вариациями исходных параметров в широком диапазоне.

Таким образом, из данных полученных из каталогов РЦСС НАНА были выбраны землетрясения, относящиеся к зоне Мингячевирского водохранилища за период 1235–2002 и 2003–2014 гг.

Каталог содержал 506 землетрясений для периода 1935–2002 гг. с магнитудами от $M=3,0$ до $M=6,2$ и 1230 землетрясений для периода 2003–2014 гг. с магнитудами от $M=3,2$ до $M=5,7$.

Наиболее очевидным вариантом является сравнение текущих значений наклона графика повторяемости со средними значениями за все время наблюдений в данной пространственной области. Нами проводилось сравнение со средним значением, полученным по Кавказу и равным 0,45.

На основе этих каталогов были построены графики повторяемости землетрясений, приведенные ниже (рис. 1, 2). На основе имеющихся данных для территории Мингячевирского водохранилища получены следующие зависимости количе-

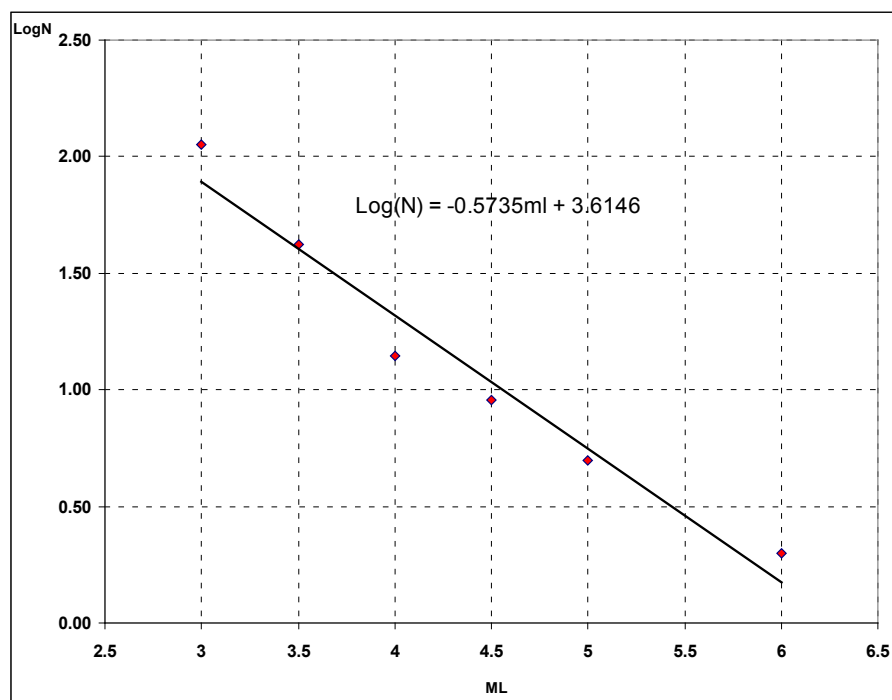


Рис. 1. График повторяемости землетрясений за период 1935–2002 гг.

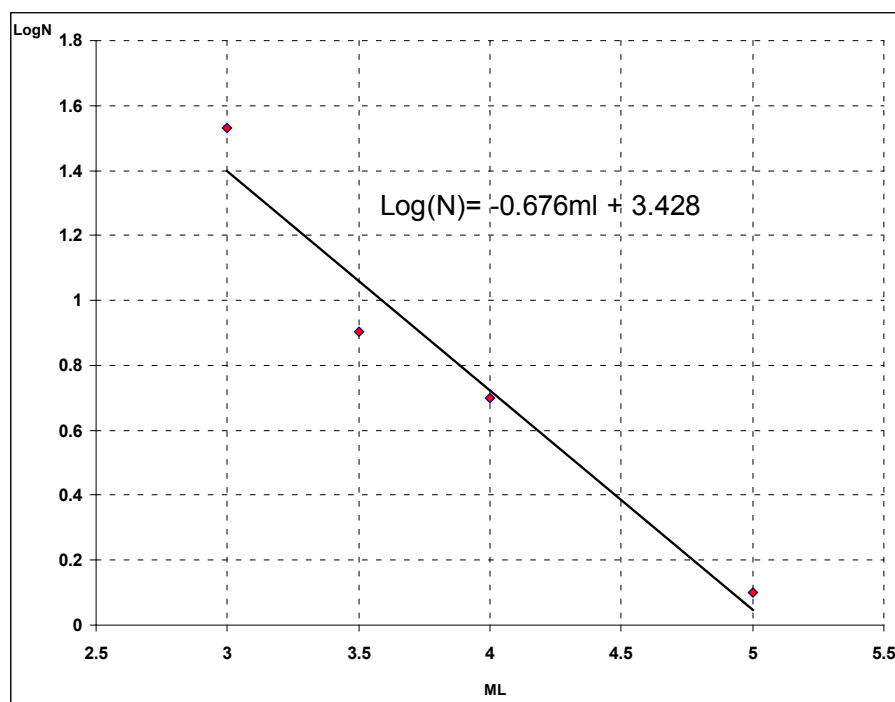


Рис. 2. График повторяемости землетрясений за период 2003–2014 гг.

ства землетрясений от магнитуды: $\lg N = 3,6 - 0,57 M$ и $\lg N = 3,4 - 0,68 M$. Повышение значений наклона углов повторяемости, полученное нами, говорит о понижении сейсмичности. Мы видим, что в обоих случаях значение наклона угла графика повторяемости выше общепринятого значения по Кавказу.

Как известно, энергия сильных землетрясений и магнитуда связаны между собой формулой (формула Рихтера) со следующими коэффициентами (3):

$$\lg E = 11,8 + 1,5 M. \quad (3)$$

Эмпирические исследования показали, что для Кавказа, в случае, если магнитуда $M \geq 5,5$, то коэффициент $\beta = 1,1$, а в случае если $M < 5,5$, то коэффициент $\beta = 1,5$ и совпадает со значением β в формуле Рихтера [Кадиров и др., 2010].

Используя эмпирически полученные значения b и β , вычислим фрактальную размерность $dE = b/\beta$ для землетрясений Мингячевирского водохранилища за период 1935–2002 и 2003–2014 гг.:

- 1) для землетрясений 1935–2002 гг. $dE = 0,57/1,8 = 0,31$;
- 2) для землетрясений 2003–2014 гг. $dE = 0,68/1,5 = 0,45$.

Карта сейсмической активности A_{10}

Для вычисления сейсмической активности (A) исследуемая территория разделяется на секторы размером 25x25 км. Для центральной части каждого сектора вычисляется значение A с использованием формулы [Ризниченко, 1979]:

$$A = \frac{1 - 10^{-\lambda}}{10^{-\lambda(K_{\min} - K_0)}} \cdot \frac{S_0 \cdot T_0}{S \cdot T} \cdot N_{\Sigma} \quad (4)$$

Здесь S – площадь сектора, используемая для расчета данного значения A , N_{Σ} – количество землетрясений, произошедших на этой площади, λ – угол наклона графика повторяемости землетрясений (в нашем случае он равен 0,68), $K_0 = 10$, $K_{\min} = 12$, где K – энергетический класс землетрясений), $T = 10$ лет (период, для которого имеются данные в каталоге).

Карта сейсмической активности представлена на рис. 3.

Анализ карты сейсмической активности позволяет выделить зоны с относительно высокой степенью активности ($A_{10} = 2,0 - 1,6$) на левом берегу Мингячевирского водохранилища, и зоны с ($A_{10} = 1,0 - 1,6$) на правом берегу водохранилища.

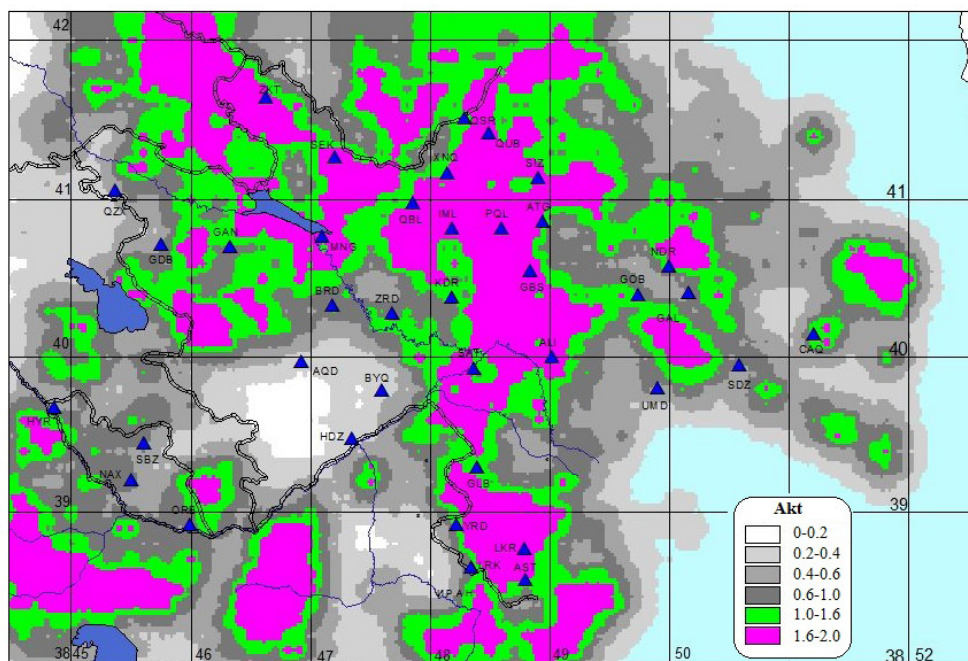


Рис. 3. Карта сейсмической активности Азербайджана, 2003–2014 гг.

Выводы:

Исследованы изменения величины наклона графика повторяемости землетрясений во времени для зоны Мингячевирского водохранилища. Данная методика позволяет проследивать локальные временные вариации наклона графика повторяемости относительно фоновых значений в местах подготовки сильных землетрясений.

Было установлено значение наклона графика повторяемости землетрясений за период 1935–2002 гг. равное 0,57 и 0,68 для землетрясений для периода 2003–2014 гг. с магнитудами от $M=3,2$ до $M=7,0$.

Проведенные исследования по фрактальной статистике землетрясений произошедших в зоне Мингячевирского водохранилища позволяют сделать следующие выводы: фрактальная размерность распределения землетрясений по энергиям равна 0,31 и 0,45.

Литература

1. Геология Азербайджана, Том IV Тектоника, ред. Хаин В.Е., Ализаде Ак.А. 2005. Баку, Изд-во Nafta-Press, С. 214–234.
2. Кадиров Ф.А., Карагезова Н.Р., Кадыров А.Г. Фрактальные свойства землетрясений Азербайджана по энергиям и пространственному распределению эпицентров // Сейсмопрогностические исследования на территории Азербайджана, 2010 г., 1–7 с.
3. Ризниченко Ю.В. Сейсмическая активность территории СССР. М.: Наука, 1979. 192 с.
4. Салтыков В.А., Кравченко Н.М. Комплексный анализ сейсмичности Камчатки 2005–2007 гг. на основе регионального каталога // Вулканология и сейсмология. 2009. №4. С. 53–63.
5. Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press, Princeton, 1954. 310 p.

VARIATIONS OF SLOPE OF AN EARTHQUAKE RECURRENCE CURVE IN MINGYACHEVIR RESERVOIR ZONE

© 2015 G.D. Yetirmishli, Sc. Doctor (Geol.), S.E. Kyazymova, Sc. Cand. (Geol.), Sh.K. Islamova

Azerbaijan National Academy of Sciences (ANAS), Republican Seismic Survey Center, Nigar Refibeyli str. 9, Baku city, Azerbaijan, 1001, e-mail: sabina.k@mail.ru.

Value of slope of a recurrence curve γ which shows earthquakes number distribution on their energy and which is widely used for seismic process characteristics was studied (with the help of a magnitude scale). Earthquakes referred to Mingyachevir reservoir zone for the time period 1935–2002 and 2003–2014 have been chosen by the data of RCSS ANAS catalogues. Time variations of slope of an earthquake recurrence curve value were investigated for Mingyachevir reservoir zone. Investigations on the basis of fractal statistics of the earthquakes in the given zone were carried out and the map of seismic activity for a period of past 10 years was made.

Key words: Gutenberg-Richter law, recurrence law, slope of a recurrence curve, sum of seismic energy.

УДК 550.34

COMPLEX ASSESSMENT OF SOIL MODEL IN URBAN AREA

© 2015 R.R. Durgaryan¹, M.A. Avanesyan¹, S.H. Babayan¹, M.R. Gevorgyan¹,
H.Y. Babayan¹, A.R. Arakelyan²

¹Institute of Geological Sciences NAS RA (IGS NAS RA), Republic of Armenia,
Yerevan 0019, Marshal Baghramyan ave. 24a, e-mail: raffie_d@yahoo.com;

²Armenian Association of Seismology and Physics of the Earth (AASPE), Republic of
Armenia, Yerevan 0038, Shinararneri str. 10, e-mail: vitoarakel@yahoo.com

The main goal of the study is to numerically model the effects of local soil conditions in sedimentary basins. Taking into consideration other impacts, such as geological situation and structure, underground water level, man-made effects on ground condition, secondary geological effects, etc. we are generally focused on complex analyses of ground condition. For this case we have involved and collected a dense set of in-situ seismic measurements in Gyumri-city to supplement existing knowledge. We have used this dataset to study the spatial correlation structure of S-wave velocities and microtremor predominant frequencies in Gyumri-city part of Shirak sedimentary basin. The average characteristic velocity value of 310 m/s and predominant periods of natural vibrations of soils ($F_0 < 1$ (0,45Hz on average) and $5 < F_1 < 10$ (7Hz on average)) was calculated based on the models of propagation of surface waves and microtremors in Gyumri-City master plan area.

Keywords: microtremor, S-waves, MASW, characteristic velocity, predominant period.

Introduction

It is common knowledge that the Republic of Armenia, and the Gyumri-city, in particular, is located within a seismically active zone. Within such zones, periodically recurring strong earthquakes of varying size (magnitudes) can produce strong ground motions, which may cause increased seismic impacts in the upper strata of the Earth crust. The problem becomes more urgent if there is a case of multiple layers, bedded in versatile layering, and severely inhomogeneous environments. In the meantime, seismic impacts in soft soils can be times stronger than in rocky soils.

In general, information on seismic effects within the upper section of the Earth crust (30 meters) determined by these and other natural and man-made conditions is presented in detail in the Building Code [Хачиян и др., 2006] according to soil classification and seismic zones (baseline value of seismic hazard).

As part of the entire set of investigations, works implemented in this direction were aimed

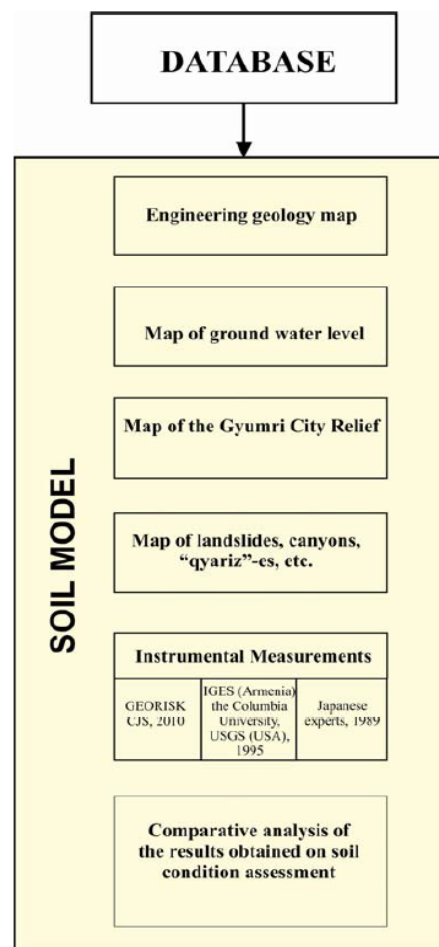


Fig. 1. The strategy of the analysis of soil conditions in Gyumri-city

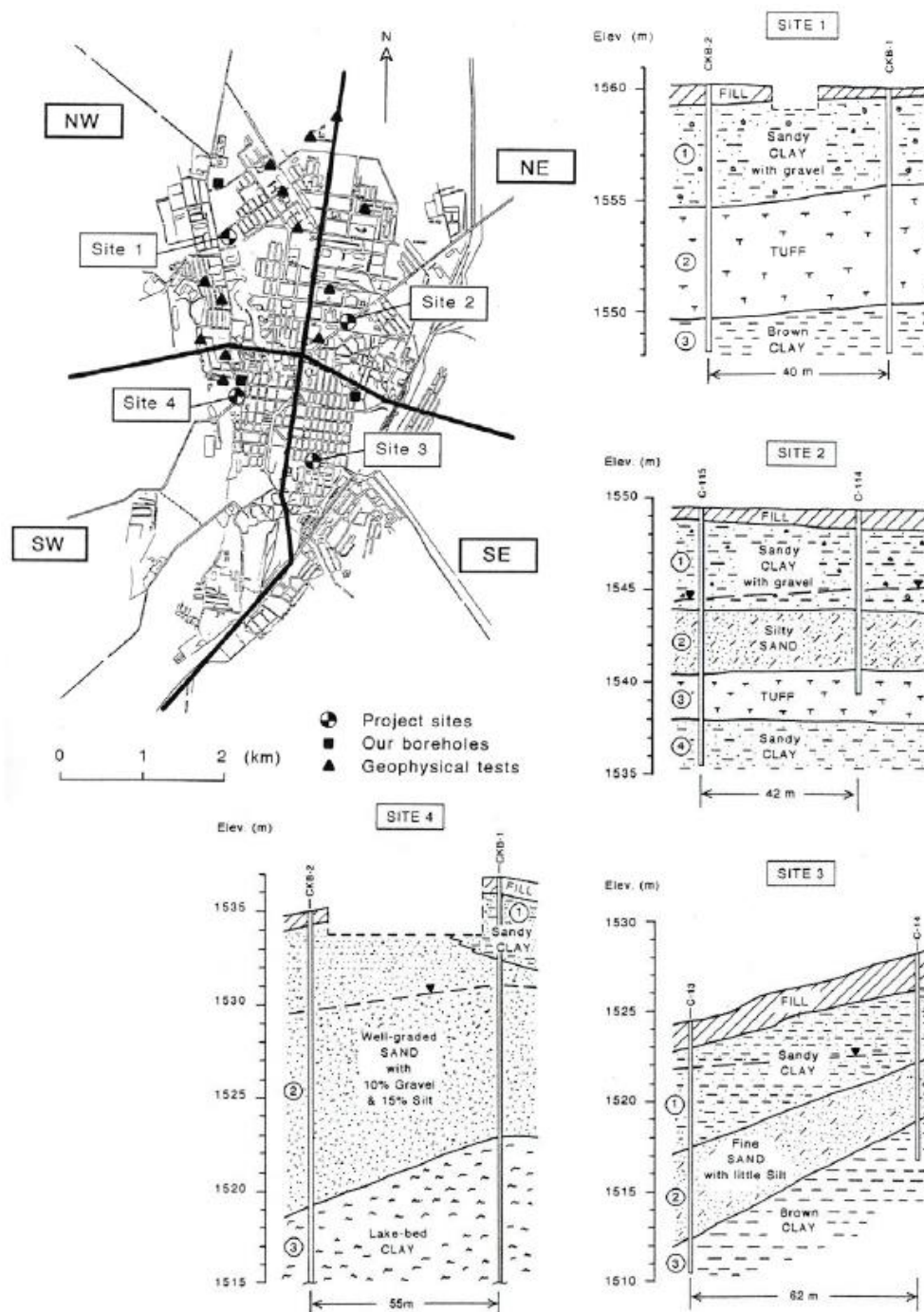


Fig. 2. Geotechnical cross-sections for the four project sites in Gyumri (Yegian, 1992)

at evaluation of seismic hazard for the master plan of the Gyumri-city, accounting for local soil conditions, which would provide sound basis for the activities on seismic risk assessment. To ensure comprehensive and impartial assessment of local soil conditions, we took into account and considered the following databases and work stages (fig. 1).

Geology of the Gyumri-city area

The Shirak depression is a typical intermountain trough with flat bottom, filled with Quaternary lacustrine, lake-and-alluvial and alluvial sediments that overlie the Akchaghil

dolerites, basaltic andesites, various horizons of strongly dislocated deposits of the Miocene, Oligocene, Eocene, Cretaceous and Jurassic. The Shirak Plain and the Akhourian River valley stand out clearly there. The Shirak Plain represents the surface of the same-name depression built with the Early-Middle Pleistocene sediments of Lake Shirak. [Sayadyan, 2009]. Geological structure of the Shirak Depression was studied by many researchers in detail. In particular, Paffenholtz K.N. [Paffenholtz, 1964] described the lithological stratigraphic section of the depression in the following way (top to bottom):

1. Alluvial and proluvial formations up to 7,5 m thick;
2. Volcanic tuff of dark color up to 12 m thick;
3. Old alluvial-proluvial sediments (pebblestone, clay, sands) up to 35 m thick;
4. Typical lake sediments represented by clays (sandy in places) with inclusions of pebble, inter-layers of volcanic sand in the form of lenses, diatomite clays and tuff limestones. The overall thickness of the stratum is 250 m.

Engineering geology

From the standpoint of engineering geology, presence of this kind of clayey and sandy-clay unconsolidated and highly plastic sediments, “sandwich”-type inter-layering of strata that have different physical and mechanical properties (fig. 2), as well as the high level of ground water are among the main factors of the disastrous effect seismic impacts can have within the Gyumri-city area, which was demonstrated during both the Spitak earthquake of 1988, and the earthquake of 1926.

Many studies have mentioned the contribution of unfavorable soil conditions and amplification of the seismic effect during the Spitak earthquake [Borcherdt et al., 1989; Yeghian, Ghahraman, 1992; Бабаян, 2001; Хачиян и др., 2006].

Hydro-geological conditions

1. There are two main horizons of ground waters within the Gyumri-city area – the supra-tuff and sub-tuff horizons. These waters pour out within the central part of the city at the sites, where tuffs, serving as the confining bed for the supra-tuff water, are common. Large portion of surface and atmospheric water penetrates into the sub-tuff strata of sandy-clayey and pebble-gravelly soils, forming a sub-tuff water horizon, for which lake clays serve as the confining bed. This horizon is up to 15 m thick and is intensively drained within the valleys of the Akhourian River, Gyumri River and Cherkezi-Dzor River. This water horizon feeds also springs and marshes in the city stadium district and the Cherkezi-Dzor, as well as the swamps located in the southern area of the city [Бабаян, 2001; Генеральный план г. Гюмри, 2001].

Landslide processes and dangerous man-made effects in the area of the Gyumri city

The main landslide effects - soil subsidence and rock falls - are common also over the valley of the Cherkezi-Dzor River, displaying thicknesses of up to 25 m, and vertical displacements of up to 20 meters. Some of the landslides are in relatively stable condition, but if water is present, the hazard of landslide activation builds up. Moreover, over-loading of the slopes, construction activities, agricultural use of the land on the slopes and their undercutting activate landslide processes sharply (fig. 3).

Along with landslides, such effects as rock collapses, falls, soil subsidence and other are observed as well. Landslide effects developed mostly in the areas of so-called Arapi

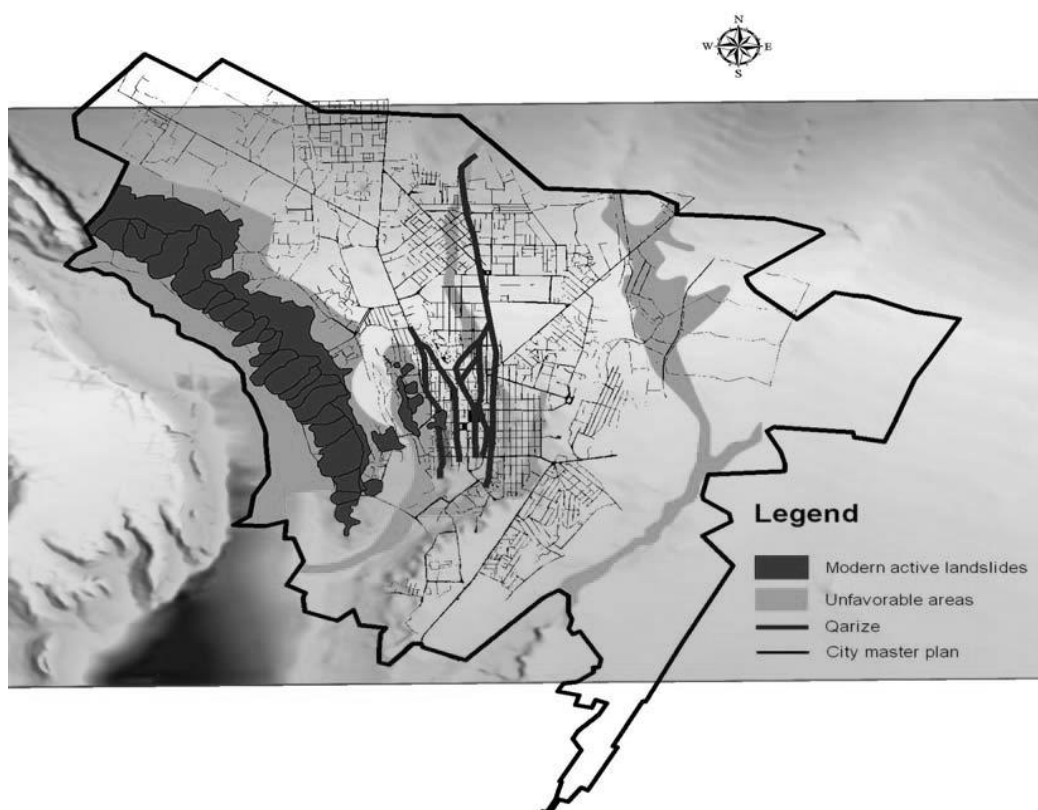


Fig. 3. Map of distribution of landslides and hazardous man-made /anthropogenic/ effects within the area of Gyumri City

Suite, represented by lacustrine-river deposits, pebble, sands, plastic clays, loams and diatomite clays of Middle-Quaternary age. At some sites, landslide phenomena involve also ignimbrite tuffs of the Yerevan-Leninakan type, overlying the lake and fluvial sediments. In the majority of cases, these processes are represented by regressive block-type or flow-type landslides when displacement develops regressively (landslide head part spreads gradually upwards on the slope).

Landslide effects have activated drastically after the Spitak earthquake as it had triggered activation of more or less stabilized sites. The uncontrolled land use within these areas, construction and slope loading with various structures, slope undercutting, and the malfunctioning or complete unavailability of drainage systems to provide for surface and ground water run-off has led to a significant increase of the rate of activity of landslide processes and of the potential of development of new areas, where slope effects are manifested.

It is important to note that no engineering protection measures have been actually realized for these areas during the last years. In addition to the listed effects, underground processes related to natural and man-made voids have been observed in Gyumri, in particular, in the central district of the city [Бабаян, 2001]. Periodically, these underground discontinuities manifest themselves in deformation, settlement and destruction of buildings in some parts of the city. The results of geophysical surveys indicate that the area of Gyumri is characterized by very complex and tangled network of the underground infrastructure, the greater part of which corresponds to qarizes (qavriz, kanat, qanqan and other) [Гаспарян Р.К., Гаспарян В.Р., 2009].

Analysis of the preceding geophysical studies of soils completed for the areas of Gyumri-city and Shirak Depression

The first map of seismic micro-zoning (SMZ) of Gyumri-city area prepared by the Institute of Geophysics and Engineering Seismology (IGES) of the NAS of RA in 1971 was tested by the earthquake of 1988. Detailed study of the Spitak earthquake of 1988 has demonstrated that complex structure of the Shirak Depression determined sharp increase of earthquake intensity, velocities and duration of seismic shakings, which led to large casualties and high-rate destruction in Gyumri. Apart from this, it is necessary to consider not only the first tens of meters, but also the deeper strata [Халтурин и др., 1997].

From the standpoint of seismic hazard assessment in seismically active regions it is extremely important to study local soil conditions ("site effect"). Depressions of similar structure in San-Francisco, Mexico, and elsewhere have been studied during many years to assess this kind of effects during earthquakes. Among empirical methods, the most common is the H/V approach known also as the Nakamura method [Nakamura, 1989]. This method was for the first time proposed by Nogoshi and Igarashi [Nogoshi, Igarashi, 1971] that had based on the preliminary studies by Kanai and Tanaka [Kanai, Tanaka, 1961]. Similar measurements were made also by the Japanese specialists in Gyumri-city area directly after the Spitak earthquake of 1988.

According to the findings of the conducted studies, soil vibration predominant periods for the central part of Gyumri fall in the range of 0,51-0,64 s (1,5-2,0 Hz) [Khachian, 2008; Suyehiro et al., 1989], and 0,6-0,8 s (1,25-1,6 Hz) [Eisenberg, 1989], while during aftershocks these were 0,2-2,5 Hz (0,4-5 s) [Borcherdt et al., 1989]. The joint study conducted by the Columbia University, United States Geological Survey (USGS), and the Institute of Geophysics and Engineering Seismology (IGES of the NAS of RA) in 1994 applied the Nakamura method and measured soil vibration spectra, with predominant periods of 2 s (0,5Hz) [Field et al., 1995]. Out of the four measurement sites, Point AGA was the only one located on bedrock, while Points LMD, MAR and SLO were measured within the Shirak Depression.

In 2001, IGES of the NAS of RA prepared the map of seismic micro-zoning of Gyumri-city area where engineering geology, hydrogeology, seismic prospecting and other types of data were used. This map served as the basis for the master plan of Gyumri, it identified zones with different values of peak ground acceleration (0,28 g – 0,56 g) [«ArmProyekt», 2001]. That map (prepared at the scale of 1:10 000) passed through all required stages of getting concurrence, complex expert evaluation and approval, and represents the basic urban development document.

However, according to the new Building Code adopted in 2006 (CH PA II-6.02-2006) Gyumri-city falls into Seismic Zone 3 with estimated seismic hazard level of 0,4g. In 2010, the new concept of seismic safety development adopted in the Republic of Armenia set forth the requirements with respect to application of new approaches and techniques, which necessitated revision of seismic hazard assessment studies.

In 2010, in the framework of this Project, GEORISK Scientific Research CJS conducted new geophysical surveys aimed to revealing dynamic characteristics of soils within the limits of Gyumri-city, considering the requirements of the above legislative acts and norms, as well as the results of earlier studies, and international standards.

Analysis of the obtained results and dynamic characteristics of soils and soil model

Considering dense network of urban development in Gyumri, military and industrial facilities, and other infrastructure available in the city, the Contractor (GEORISK CJS) assessed the situation and found it appropriate to realize geophysical surveys using a multi-channel seismic station (36 observation points) and the method of micro-tremor records (50 observation points) to enable determination of soils' seismic properties (shear wave propagation velocities, natural periods of soil vibration) within the upper 30 meters section and establishing soil categories (fig. 4). To record seismic waves, vertical seismic sensors with natural vibration period of 4,5Hz were used. The method of multi-channel analysis of surface waves (MASW) was applied [Nazarian et al., 1983].

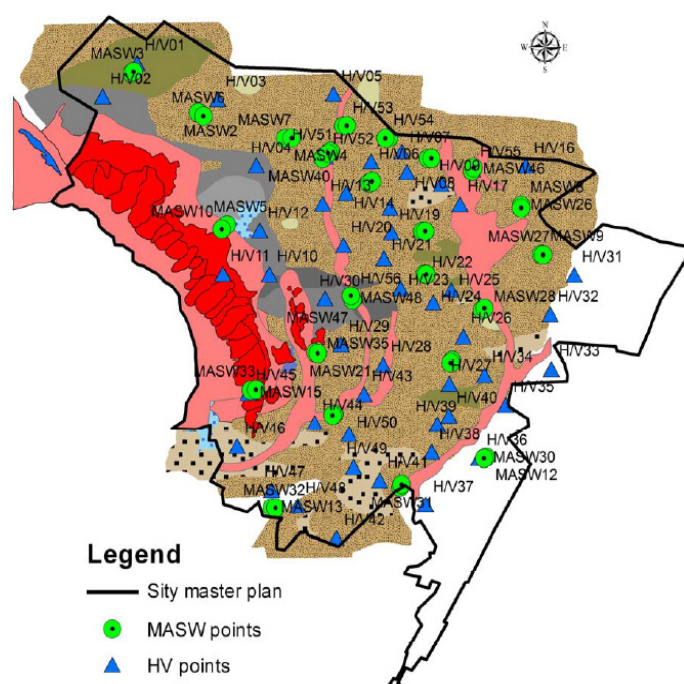


Fig. 4. Locations of geophysical record points (GEORISK-2010) on the map of engineering geology conditions within the area of the master plan of Gyumri-city

In compliance with Subclause 5.3.3, Clause 5,3 of the RA Building Code II – 6.02 – 2006, the average V_s value of shear wave propagation velocity and the value of predominant T_0 period for a soil, in case of heterogeneous soil section, are determined theoretically or by testing during engineering-geology surveys and seismological investigations, and values of $V_s/1,3$ and $1,3 T_0$ are applied as their estimated values [Хачиян и др., 2006].

In terms of geology, the upper 6 m-deep layer corresponds to sands and loamy sands, including the soil and vegetation layer, and the second layer includes tuff and has the depth of 6 m. According to the observations made by GEORISK CJS in 2010, these layers are immediately underlain with sands, loamy sands and plastic clays (fig. 5). The latter can be up to 120 m thick, as attested by the integral analysis of the relevant frequencies of microtremors and shear wave propagation results.

As an outcome of the integral analysis of all collected data, the map of the distribution of average shear wave propagation velocities over the area of the Gyumri-city master plan (general plan) was prepared (fig. 6).

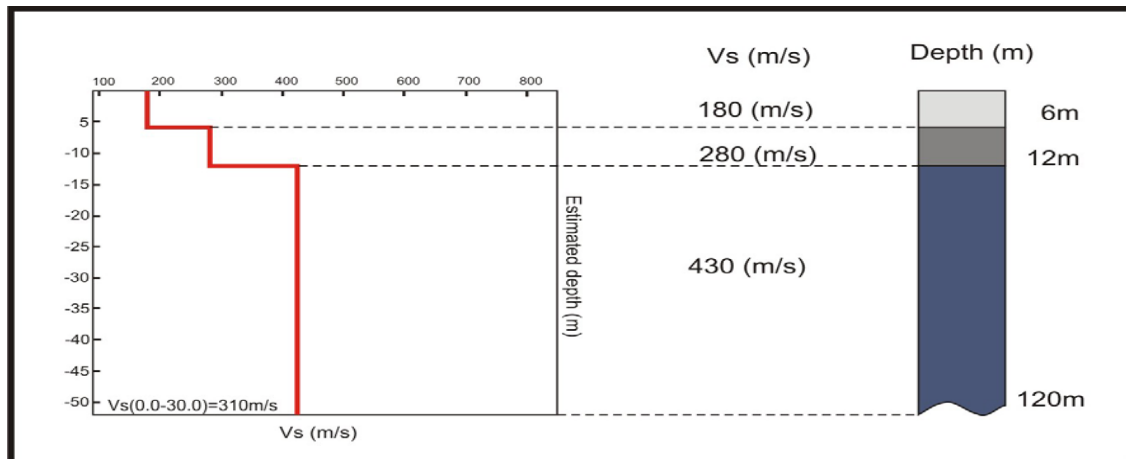


Fig. 5. Model of average velocities of shear wave distribution

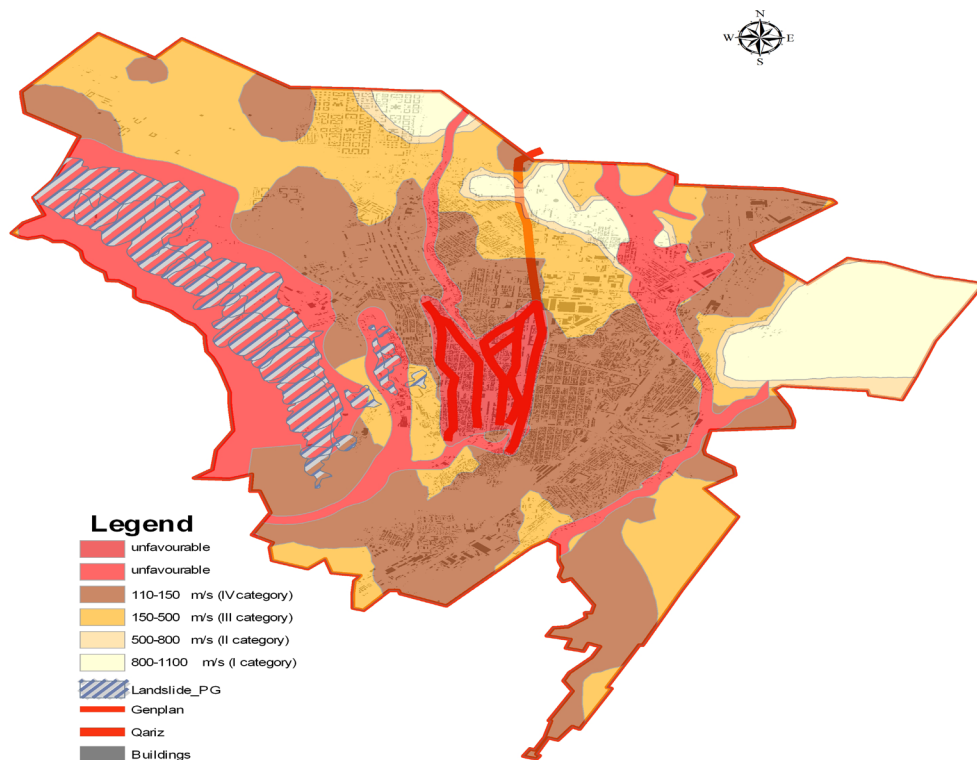


Fig. 6. The map of V_{S30} velocity distribution superimposed with the map of qyarizes, gullies and landslide effects

Considerable share of damages caused by destructive earthquakes worldwide is related to the amplification of seismic waves in the near-surface layers of the Earth crust, which is determined by local soil conditions. Recognizing the above, we conclude that from the standpoint of seismic hazard assessment for seismically active regions, it is extremely important to study local soil conditions. For this purpose, a series of investigations should be carried out. Among of the empirical methods, most common is the H/V method, known also as the Nakamura method. A few studies carried out based on the spectral ratios of microtremors [Nakamura, 1989; Tenorio, 1997] for hard soils and bedrocks have demonstrated the credibility of these statements [SESAME, 2004].

Site effects associated with local geological conditions are important part of any seismic hazard assessment. Many examples of disastrous earthquake consequences have demonstrated the importance of reliable analytical procedures and hazard calculation methods as well as risk mitigation strategy. In this regard, microtremor records with the H/V processing technique, or the Nakamura's method, were proposed to help deriving characteristics of local soil conditions – the “site effect” (European research project SESAME). This method proved to be the most efficient in assessment of natural vibration predominant periods of Quaternary sediments. The curves of predominant soil vibration periods shown in fig. 7a and 7b have high rate of matching and reflect predominant periods of natural vibrations of the sedimentary basin and surface layers.

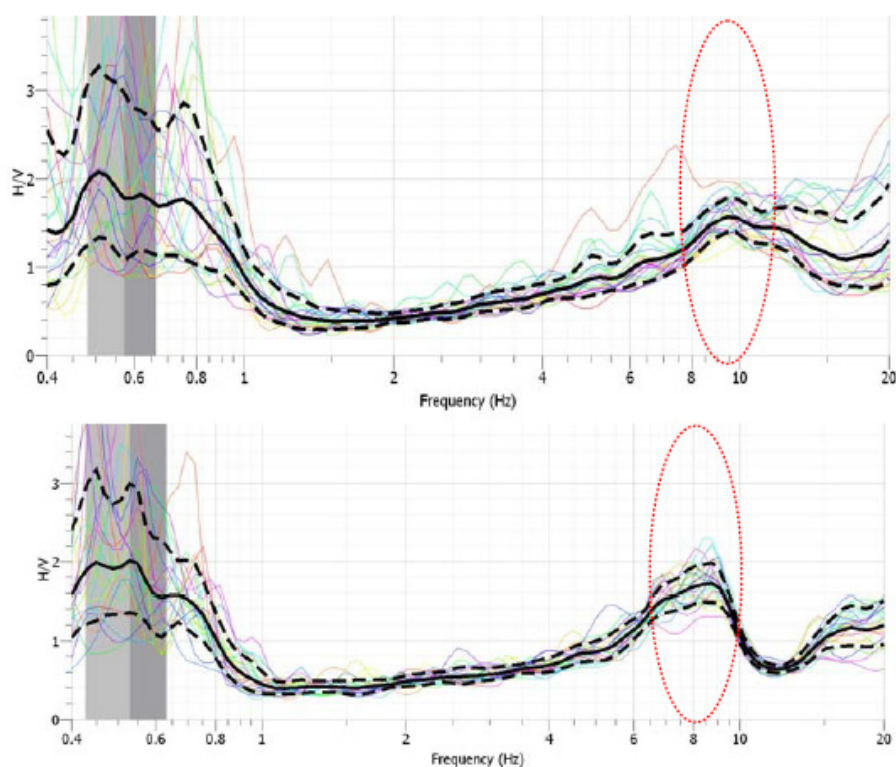


Fig. 7(ab). Characteristic curves of natural vibrations for the soils in Gyumri-city (GEORISK 2010)

According to the recommendations of the SESAME Project and the presented consensus results achieved by participants of the European Research Project based on the comprehensive and detailed investigation, the spectral ratios derived by us are characteristic for thick (up to 800 m) sedimentary basins, to which lake-fluvial and lake sediments correspond. Based on this example, predominant period $F_0 < 1$ (Hz) corresponds to natural vibrations of a basin, while $F_1 \approx 10$ (Hz) reflects vibrations of the surface layer. In addition to the dynamic properties of soils, the performed works allowed us applying overall analysis of geological and geophysical data to build the model of surface wave propagation average velocities for the Gyumri-city area.

Conclusions

1. From the standpoint of seismic hazard assessment for seismically active regions, it is extremely important to study local soil conditions (site effect), and it is necessary

to take into account dynamic characteristics of not only the first tens of meters, but also those of deeper layers.

2. The predominant periods of natural vibrations of soils according to the BCRA 2006 document fall in the range of 0,1-3,33 s (0,3-10 Hz), with two distinct sub-ranges of $F_0 < 1$ (0,45 Hz on average) and $5 < F_1 < 10$ (7 Hz on average).

3. In compliance with the European research project SESAME and worldwide experience, $F_0 \approx 0,45$ Hz corresponds to the natural vibrations of a sedimentary basin, and $F_1 \approx 7,0$ (Hz) is typical for surface layer vibrations.

4. The results of processing of surface wave measurements demonstrated that velocities of shear wave propagation (V_{S30}) fall in the range of 150-400 m/s (110-310 m/s with allowance for the BCRA 2006).

5. The average characteristic velocity value of 310 m/s was calculated based on the models of propagation of shear waves within the upper 30 m section in Gyumri-city.

References

1. Borcherdt R.D., Glassmoyer G., Andrews M., and Cranswick, E. (1989). Effect of site conditions on ground motion and damage, in Armenia earthquake reconnaissance report, *Earthquake Spectra*, 5, 23-42.
2. Eisenberg Y.M. Spectra and damages of the Spitak earthquake. Spitak-88. Proceeding of International Seminar on Spitak -88 Earthquake, Sponsored by UNESCO, Yerevan, May 23-26, 1989, pp. 291-301.
3. Field E.H., Clement A.C., Jacob K.H., Aharonian V., Hough S.E., Friberg P.A., Babiian T.O., Karapetian S.S., Hovanessian S.M, and Abramian H.A. Earthquake Site-Response Study in Giumri (Formerly Leninakan), Armenia, Using Ambient Noise Observations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, No. 1, pp. 349-353, February 1995.
4. Kanai K., Tanaka T. 1961. On Microtremors. VIII.–Bull. of the Earthquake Research Institute, 39, 97.
5. Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of the Railway Technology Research Institute*, 30, 25–30.
6. Nazarian S., Stokoe, K.H., and Hudson, W.R. (1983) Use of spectral analysis of surface waves method for determination of module and thicknesses of pavement systems: *Transportation Research Record*, 930, 38-45.
7. Nogoshi M., Igarashi T. 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.
8. Paffenholtz K.N. *Geology of Armenian SSR, II-Stratigraphy*. Pub. Arm. Nat. Science. Acad. 1964
9. Sayadyan Yu. *The newest geological history of Armenia*. Academy National of Sciences of Armenia Pub. “Gitutyun”. Yerevan 2009
10. SESAME, (2004), Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation, European Commission – Research General Directorate Project No.EVG1-CT-2000–00026 SESAME, report D23.
11. Suyehiro S., Okada T., Kobayashi H., Hirosawa M., Murakami M., Sugano S. Evaluation of the Results obtained by the Japanese Mission of Armenia. Proceeding of international Seminar on Spitak-88 Earthquake , Sponsored by UNESCO, Yerevan, May 23-26, 1989, pp. 87-106.

12. Tenorio C. Site Response evaluation: A review of the problems involved, estimation techniques and Nakamura's single station method, and Shallow crustal structure in Guatemala using P- and S-wave inversion, Unpublished Master Thesis, Department of solid Earth Physics. University of Bergen, 1997 p.
13. Yeghian M., Ghahraman V. The Armenia earthquake of December 1988, Northeastern University, Boston Massachusetts, October 1992.
14. Бабалян Т.О. Сейсмическое микрорайонирование территории города Гюмри. Научно-технический отчет. ИГИС НАН РА, Гюмри, 1977 г. и 2001 г.
15. Гаспарян Р.К., Гаспарян В.Р. Подземные пустоты как факторы обострения геоэкологических условий г. Гюмри, Сборник научных трудов конференции, посвященной 20-летию Спитакского землетрясения. Гюмри. 2009 г., с. 135-141.
16. Генеральный план г. Гюмри. «Армпроект», Ереван, 2001г. (на арм. яз.).
17. Халтурин В., Такер Б., Двелли Л. (1997) Землетрясение неизбежно. Stanford, GeoHazard. С.17.
18. Хачиан Э.Е., Маркарян Т.Г., Амбарцумян В.А. «Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования». СНРА II-6.02-2006. Ереван 2006 [Khachiyani E.E., Markaryan, T.G., and Hambartsoumyan, V.A., 2006. Earthquake Engineering: Design Norms, СНРА II-6.02-2006].

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА МОДЕЛИ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА

© 2015 Р.Р. Дургарян¹, М.А. Аванесян¹, М.Р. Геворгян¹, С.Г. Бабалян¹,
Г.Е. Бабалян¹, А.Р. Аракелян²

¹Институт геологических наук НАН РА (ИГН НАН РА), Республика Армения, 0019,
Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, e-mail: raffie_d@yahoo.com;

²Армянская ассоциация сейсмологии и физики Земли (ААСФЗ), Республика
Армения, 0038, Ереван, ул. Шинарарнери 10, e-mail: vitoarakel@yahoo.com

Основной целью данного исследования является моделирование влияния локальных грунтовых условий в пределах осадочных бассейнов. Принимая во внимание такие влияния, как геологические условия и строение, уровень грунтовых вод, влияние человеческой деятельности на грунтовые условия, вторичные геологические эффекты и т.д. мы, в основном, сосредоточились на комплексном анализе грунтовых условий. Для этого были использованы данные плотной сети измерений на территории Гюмри в дополнение к существующим данным. Эти данные были использованы для изучения пространственной корреляции структуры скоростей S-волн и преобладающих периодов микротреморов в Гюмрийской части Ширакского осадочного бассейна. На основе моделей распространения поверхностных волн и микротреморов в пределах генерального плана г. Гюмри были получены: средняя характеристическая скорость, равная 310 м/с, и преобладающие периоды собственных колебаний грунтов ($F_0 < 1$ (в среднем 0,45 Гц) и $5 < F_1 < 10$ (в среднем 7 Гц)).

Ключевые слова: микротреморы, S-волны, MASW, характеристическая скорость, преобладающий период.

ЮБИЛЕИ

ИЛЬЕ АЛЕКСАНДРОВИЧУ БОГУШУ – 80 ЛЕТ!



10 июня 2015 года исполнилось 80 лет доктору геолого-минералогических наук, профессору Богушу Илье Александровичу. Он широко известен научной общественности как специалист в области металлогении и минералогии месторождений полезных ископаемых, является автором более 360 научных работ, в том числе 5 монографий и 5 учебных пособий, а также автором серии фундаментальных статей в журнале «Вестник Южного научного центра». С 1992 по 2012 гг. заведовал кафедрой общей и исторической геологии, минералогии и петрографии Южно-Российского государственного технического университета (НПИ – Новочеркасский политехнический институт). В настоящее время профессор кафедры «Прикладная геология».

Заслуги И. А. Богуша в подготовке кадров, развитии науки и техники неоднократно отмечались правительственными наградами: нагрудным знаком «Почетный работник высшего профессионального образования России», «Отличник разведки недр», «Заслуженный профессор ЮРГТУ (НПИ)», медалью к ордену «За заслуги перед Отечеством. 2-й степени». Ему присвоены почетные звания «Заслуженный работник высшей школы РФ» и «Заслуженный деятель науки Российской Федерации».

Начал Илья Александрович свою трудовую деятельность в 1958 г. после окончания Новочеркасского политехнического института в Оренбургском геологическом управлении коллектором, геологом, начальником отряда. Затем увлекся наукой и

с 1961 г. связал свою научную судьбу с Новочеркасским политехническим институтом. Защитил кандидатскую диссертацию, затем – докторскую. Научные разработки И. А. Богуша стали теоретической основой генетической и онтогенической минералогии и практического их применения в геологии рудных месторождений. Фактически было создано новое направление исследований и новая научно-педагогическая школа минералофизики. Многолетние минералофизические исследования на примере колчеданных руд Урала и Кавказа привели к созданию теории онтогенеза месторождений и разработке параметрических поисковых критериев и количественного прогноза колчеданного оруденения. Прецессионные микроминералогические исследования позволили впервые обнаружить минералы платиновой группы в черносланцевых формациях Северного Кавказа.

И. А. Богуш – человек неравнодушный с активной гражданской позицией. Он принимал активное участие в ФЦП «Экологическая безопасность России» в качестве научного руководителя исследований экологически неблагоприятных урбанизированных территорий. Его опыт минералого-геохимического анализа природных объектов, примененный для исследований окружающей среды г. Новочеркаска, позволил обосновать новую, пионерскую методику комплексной оценки городов с высокой экологической напряжённостью.

Илья Александрович также известен как общественный деятель и проводник геолого-минералогических знаний. Он – председатель Северо-Кавказского отделения Российского минералогического общества, действительный член Академии Естественных наук.

В свои 80 лет И. А. Богуш полон творческих сил, является эффективно действующим профессором кафедры «Прикладная геология», с завидным энтузиазмом передает свои знания молодежи, организует и проводит полевые экспедиции.

Редакционная коллегия журнала «Геология и геофизика Юга России» от имени ученых Юга России поздравляет дорогого Илью Александровича Богуша с 80-летием и желает здоровья и новых успехов в научной деятельности!

Гл. редактор
д.ф.-м.н., проф.
Почетный работник науки
и техники РФ

В.Б. Заалишвили

ИЛЬЕ АЛЕКСАНДРОВИЧУ БОГУШУ

Двадцать до века – не так уж и много,
Хотя всё быстрее Истории ход,
И пусть как и прежде прямая дорога
Сквозь тернии к звёздам ведёт Вас вперёд!

По Вашим делам мы Вас ценим и знаем,
В науке предела познанию нет,
В здоровье и бодрости жить Вам желаем
До сотни и даже до тысячи лет!

В науке манили Вас разные темы:
И вечные поиски ценной руды,
И нового века крутые проблемы –
От чистой воды до здоровой среды.

В нелёгком и славном житейском маршруте
Свой собственный путь Вы смогли проложить,
Чтоб в Новочеркасском родном институте
Науке и Родине верно служить.

Пусть будут тверды Ваши крепкие руки,
Ваш путь в геологии славен и крут.
Держите свой флаг в авангарде науки,
По карте Судьбы пролагая маршрут!

*Автор В. В. Троценко (однокашник И. А. Богуша)
2015 г.*

ВЛАДИМИРУ ИВАНОВИЧУ ГОЛИКУ – 75 ЛЕТ!



В.И. Голик родился 01.05.1940 в ст. Васюринской, Краснодарского края. Поступил в школу в г. Петропавловск-Камчатский в 1947 г. Закончил школу с золотой медалью в с. Трехсельское Краснодарского края в 1957 г. Поступил в СКГМИ в 1957 г. и закончил его в 1962 г.

Доктор технических наук, профессор. Главный научный сотрудник лаборатории горнопромышленной экологии и безопасности жизнедеятельности Геофизического института Владикавказского научного центра РАН, профессор кафедры Северо-Кавказского государственного технологического университета, профессор кафедры Южно-Российского государственного технологического университета.

Заслуженный деятель науки Российской Федерации и РСО – Алания. Почетный работник высшего профессионального образования РФ. Полный кавалер знака «Горняцкая слава». Ветеран атомной промышленности. Почетный член Союза горняков и металлургов Саксонии. Заслуженный профессор ЮРГТУ, ЮИМ, Экибастузского ИТИ, СКГТУ. Действительный член РАГН, РАЕН, МАНЭБ. Член редколлегии журналов «Маркшейдерия и недропользование» и «Цветная металлургия». Федеральный эксперт научно-технической сферы.

После окончания института 5 лет работы на рудниках Садонского СЦК и 25 лет на урановых рудниках Минсредмаша СССР в должностях до главного инженера рудоправления. С 1991 по 2004 г. – декан горно-геологического факультета СКГМИ, с 2004 по 2006 гг. – зав. кафедрой «Технологии разработки месторождений».

Направления деятельности: природосберегающая разработка месторождений, специальные способы добычи металлов, утилизация отходов добычи и переработки руд нетрадиционными технологиями, экономика и экология природопользования,

воспитание кадров высшей квалификации, научное обеспечение горных объектов. Основатель направления «утилизация отходов переработки руд с извлечением металлов выщелачиванием в дезинтеграторе».

Около 1000 печатных работ, в том числе 55 учебников, учебных пособий и монографий, 36 патентов, 3 сборника стихов. Член трех диссертационных советов. Выпустил более 50 кандидатов и докторов наук.

Женат. Сын – горный инженер, канд. техн. наук. Дочь – строитель и юрист. 4 внука и 1 правнук.

От имени редколлегии журнала «Геология и геофизика Юга России» и коллектива Геофизического института Владикавказского научного центра Российской академии наук мы горячо и сердечно поздравляем Вас, Владимир Иванович, со славным юбилеем – 75-летием и желаем Вам крепкого здоровья и новых творческих свершений!

Гл. редактор
д.ф.-м.н., проф.
Почетный работник науки
и техники РФ



В.Б. Заалишвили

ИБРАГИМУ АХМЕДОВИЧУ КЕРИМОВУ – 60 ЛЕТ!

15 сентября исполнилось 60 лет доктору физико-математических наук, профессору, вице-президенту Академии наук Чеченской Республики Керимову Ибрагим Ахмедовичу.

Родился Ибрагим Ахмедович в станице Чарская Чарского района Семипалатинской области Казахской ССР. В 1964 г. вместе со своей семьей переехал в село Алхан-Кала Грозненского района Чечено-Ингушской АССР. В 1972 году Керимов И. А. закончил Алхан-Калинскую среднюю школу и поступил в Грозненский нефтяной институт имени академика М. Д. Миллионщикова на геологоразведочный факультет по специальности «Геофизические методы поисков и разведки». Развитый интеллект, талант, трудолюбие и искренний интерес к будущей профессии обеспечили ему успех в учебе. Свою первую научную работу он выполнил, будучи студентом 4-го курса, а трудовую деятельность Ибрагим Ахмедович начал лаборантом в лаборатории гравиразведки и магниторазведки, будучи студентом 3 – го курса. После окончания института в 1977 г. его как способного и талантливого выпускника оставляют на кафедре промысловой и разведочной геофизики в должности инженера, а в 1978 г. переводят на должность младшего научного сотрудника. Основным направлением его научных исследований становится – «Геологическая интерпретация геофизических полей».

В 1980 году Ибрагим Ахмедович Керимов поступает в аспирантуру по специальности «Геология нефти и газа» по заочной форме обучения, а в 1982 г. переходит на очную форму обучения под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора, Заслуженного геолога РСФСР Лотиева Б.К. Это были весьма плодотворные годы активных научных поисков. Общение с таким известным в мире ученым заряжали энергией и оптимизмом. В ходе работы им был разработан метод вычисления высших производных гравитационно-магнитных полей на основе аппроксимаций двумерными полиномами, который был реализован в компьютерной

программе. Данный метод отличался от разработанных ранее зарубежных и отечественных методов точностью и устойчивостью к ошибкам в исходных данных.

Используя разработанный метод Керимовым И. А., были обработаны геофизические поля Краснодарского края. Это позволило построить карты трансформант геофизических полей в масштабе 1:200000 в целом по региону Западного Предкавказья. По результатам геологической интерпретации были получены новые данные о геологическом строении Западного Предкавказья и выделены нефтегазоперспективные зоны.

В эти же годы Керимов И. А. занимался компьютерной обработкой геофизической информации по территории Чеченской Республики. В частности, по результатам комплексной интерпретации геолого-гравиметрической информации по Карабулак-Ачалукской площади была построена структурная карта по верхнемеловым отложениям в зоне отсутствия сейсмической информации.

По результатам интерпретации этих материалов была выделена Северо-Серноводская структура и рекомендована к бурению на нефть и газ. По результатам этих рекомендаций ПО «Грознефть» заложила на данной нефтегазоперспективной площади глубокую скважину. Эта работа была удостоена премии Ленинского комсомола республики в области науки и техники.

В 1984 г. Керимов И. А. успешно заканчивает учебу в аспирантуре и в том же году защищает кандидатскую диссертацию на тему «Геологическая интерпретация геофизических полей Западного Предкавказья в связи с перспективами нефтегазоносности», ему присваивают ученую степень кандидата геолого-минералогических наук.

В 1984 году Ибрагим Ахмедович был избран председателем профкома студентов Грозненского нефтяного института имени академика М. Д. Миллионщикова и проработал в этой должности до декабря 1986 г.

После защиты кандидатской диссертации Керимовым И. А. методы и компьютерные программы обработки гравиметрической информации были адаптированы для морфометрического анализа рельефа земной поверхности. По результатам этих исследований подготовлен и издан ряд научных публикаций.

В 1987 г. Керимову И. А. присвоено ученое звание доцента по кафедре прикладной геодезии, а в сентябре 1989 г. перешел на кафедру промышленной и разведочной геофизики, где проработал в должности доцента до 1991 г. В этот же период работал деканом по работе с иностранными студентами. Одним из основных научных направлений Ибрагима Ахмедовича становится изучение разлома тектоники по геофизическим данным. Им была составлена карта разломов Западного Предкавказья и Терско-Каспийского прогиба (в соавторстве). Полученные карты использовались для изучения связей разломной тектоники с нефтегазоносностью и сейсмичностью регионов. В 1992 г. был избран заведующим кафедрой прикладной геодезии.

В 1992 г. Керимов И. А. назначен проректором по учебной работе ГНИ им. акад. М. Д. Миллионщикова, а в 1994 г. назначен первым проректором. Научно – исследовательскую работу Ибрагим Ахмедович успешно сочетает с организаторской деятельностью.

В 1995 г. Керимовым И. А. была создана кафедра экологии, которой он заведовал до 1997 г., в этом же году ему присвоено ученое звание профессора.

Одним из научных направлений в 1995 году становится геоэкология. По результатам исследований в этой области опубликована серия научных статей и монография «Геоэкология нефтяного комплекса в Чеченской Республике».

В самое тяжелое для Чеченской Республики время Керимов И. А, будучи проректором по учебной работе ГНИ, не покидал институт, приложил большие усилия для сохранения научно-педагогического и материально – технического потенциала вуза.

Поэтому неудивительно, что в июле 1996-го Ибрагима Ахмедовича на альтернативной основе коллектив выбирает ректором Грозненского нефтяного института имени академика М. Д. Миллионщикова. Однако в 1997 г. его незаконно смещают с этой должности руководство того времени, и он переезжает в город Москва.

В 1998 г. поступает в докторантуру при Объединенном институте физики Земли имени О.Ю. Шмидта, научным консультантом был академик В.Н. Страхов. В это время он продолжает исследования по совершенствованию методов интерпретации геофизических полей. Им разработан метод F – аппроксимаций, основанный на методе линейных интегральных представлений В.Н. Страхова. Метод реализован в пакете компьютерных программ. Метод F – аппроксимаций является уникальным методом спектрального анализа геофизических полей, заданных на нерегулярной сети с учетом разновысотности измерений. Этот метод апробирован на большом количестве модельных и реальных материалов по разным регионам нашей страны. По результатам этих исследований в марте 2004 г. им защищена докторская диссертация в Объединенном институте физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН и в этом же году решением ВАК Российской Федерации ему присвоена ученая степень доктора физико-математических наук. Научные исследования в данном направлении докладывались на Всероссийских и Международных симпозиумах и опубликованы в серии статей и монографий.

В самое сложное время, 30 марта 2000 г. приказом Министерства образования РФ он был назначен ректором Грозненского нефтяного института имени академика М. Д. Миллионщикова, а в 2001 г. Ученым советом института был избран и утвержден приказом Министерства образования РФ в данной должности.

В этот тяжелый период в очередной раз проявился организаторский талант Ибрагима Ахмедовича. На его плечи легла сложнейшая задача: возродить институт, разрушенный во время трагических событий в Чеченской Республике. Благодаря его усилиям в кратчайшие сроки удалось восстановить учебную, научно-исследовательскую и материально – техническую базу вуза.

В 2002 г. в КНИИ РАН создан и плодотворно работает отдел геологии, геофизики и геоэкологии, которым руководит Керимов И. А. В составе отдела функционирует сейсмологическая станция «Грозный», которая работает в составе Единой системы сейсмологических наблюдений России и внесена в мировой реестр сейсмических станций. Ведется непрерывный мониторинг сейсмичности территории Чеченской Республики и сопредельных районов. За последнее время зарегистрировано более 300 сейсмических событий различной интенсивности и ведется работа по макросейсмическому обследованию сильных землетрясений нашей территории

В 2004 г. был избран членом – корреспондентом Академии наук Чеченской Республики.

В апреле 2006 г. был переизбран на должность ректора Грозненского нефтяного института имени академика М. Д. Миллионщикова на новый срок.

В 2006 г. Керимов И. А был избран академиком Международной академии наук высшей школы (МАН ВШ).

Подлинным признанием заслуг Керимова И. А. является избрание его в июле 2007 г. действительным членом (академиком) Академии наук Чеченской Республики.

Ибрагим Ахмедович – личность неординарная. Он строил свою научную, педагогическую карьеру не по чьей – то указке, совету, пожеланию, а, исключительно опираясь на свое мироощущение, критический и аналитический взгляд на факты, события, явления и тенденции. Следует отметить, что 2007 год был, пожалуй, самым непредсказуемым, неожиданным и драматичным в его жизни. Обстоятельства сложились так, что 30 ноября 2007 г. он по собственному желанию уходит с должности ректора Грозненского нефтяного института имени академика М. Д. Миллионщикова.

В 2009 году в Академии наук Чеченской Республики создан отдел наук о Земле, которым руководит Керимов И. А., состоящий из трех секторов: географии и геоэкологии, геологии и минерального сырья и геофизики. На новом месте его научно-организаторские способности проявились достаточно быстро. Под его руководством коллективом ученых геологов-нефтяников были подготовлены два справочника по полезным ископаемым республики.

Как и жизнь, наука не знает остановок и передышек – это вечный поиск нового и неизведанного во имя и на благо самой жизни. Следует отметить, что область научных интересов Керимова И. А. широка и многогранна. В настоящее время он занят изучением потенциала возобновляемых источников энергии (солнце, ветер, геотермия и др.) на Юге России. В область его научных интересов входит также история наук о Земле. Много времени и внимания он уделяет истории Грозненского государственного нефтяного института имени академика М. Д. Миллионщикова.

Керимов И. А. активно сотрудничает с московским Институтом истории естествознания и техники им. С. И. Вавилова (ИИЕТ РАН).

Под научным руководством Керимова И. А. выполнены и защищены докторская и две кандидатские диссертационные работы. В 2013 г. защищена докторская диссертация Даукаева А. А. на тему «История геологоразведочных работ на нефть и газ на территории Северного Кавказа» в ИИЕТ РАН имени С. И. Вавилова. Кандидатская диссертация в 2013 г. Абубакаровой Э. А. на тему «Выделение тектонических структур Терско-Каспийского прогиба по геолого-геофизическим данным» в Российском государственном геолого-разведочном университете имени Серго Орджоникидзе, г. Москва. И в декабре 2014 г. кандидатская диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук Дебиева М. В. на тему «Анализ эффективности развития региональной энергетической промышленности (на примере Чеченской Республики)» в Волгоградском государственном техническом университете.

Даже краткое перечисление его интересов дает представление о многогранности и энергичности этого человека.

В течение десяти лет он являлся членом Общественной палаты Чеченской Республики, где возглавлял комиссию по науке и образованию.

Керимов И. А. является членом диссертационных советов при Кубанском ГТУ (г. Краснодар) и ИИЕТ им. С. И. Вавилова РАН.

Огромную работу Ибрагим Ахмедович проводит, будучи членом Пагуошского комитета. Под его руководством в апреле 2010 года в г. Грозном прошел Межрегиональный Пагуошский Симпозиум «Наука и высшая школа Чеченской Республики:

Перспективы развития Межрегионального и Международного научно-технического сотрудничества».

В июле 2011 г. И. А. Керимов принял участие в работе 59-й Пагуошской конференции учёных, которая состоялась в г. Берлин (Германия).

29 мая 2012 г. – постановлением Президиума РАН председатель Грозненского отделения – член Президиума Российского Пагуошского комитета И. А. Керимов утверждён членом Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров Российской академии наук.

В Грозном в апреле 2013 года Российским Пагуошским комитетом совместно с Чеченским государственным университетом организованы и проведены IV Ротблатовские научные чтения «Академические географические исследования на Кавказе: история и современность».

В апреле 2013 года Российским Пагуошским комитетом совместно с Национальным музеем Чеченской Республики, Комплексным научно-исследовательским институтом им. Х. И. Ибрагимова РАН, Академией наук Чеченской Республики при участии Грозненского государственного нефтяного технического университета им. академика М. Д. Миллионщикова организована и проведена в Национальном музее Чеченской Республики выставка документов, материалов и фотографий, посвящённая 100-летию со дня рождения академика М. Д. Миллионщикова, основная роль в организации этих мероприятий принадлежит Ибрагиму Ахмедовичу Керимову.

Имеет ряд правительственных, ведомственных, республиканских и международных наград, среди которых медаль «За заслуги перед Чеченской Республикой» и почетная грамота ЮНЕСКО, является «Заслуженным деятелем науки Чеченской Республики», «Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации».

Он является автором и соавтором более 300 научных статей, 7 монографий 4 изобретений.

За долгие годы развития нефтяной отрасли Чеченской Республики были созданы и функционировали ряд научных школ геологов и геофизиков, которые распались в начале 1990-х годов. И сегодня можно с уверенностью сказать, что Грозненская школа геологов и геофизиков возрождается и имеет свое второе начало под руководством Керимова Ибрагима Ахмедовича.

Сегодня он – крупный ученый, талантливый педагог, общественный деятель. Ибрагим Ахмедович Керимов – в расцвете сил, в постоянном научном поиске, который не имеет конца, ибо каждое новое открытие – лишь очередной шаг к следующему. Завидная судьба у Ибрагима Ахмедовича Керимова! Он состоялся как Человек, Ученый, Педагог.

От имени редколлегии журнала «Геология и геофизика Юга России» и коллектива Геофизического института Владикавказского научного центра Российской академии наук мы горячо и сердечно поздравляем Вас, Ибрагим Ахмедович, со славным юбилеем – 60-летием и желаем Вам крепкого здоровья и новых творческих свершений!

Гл. редактор
д.ф.-м.н., проф.
Почетный работник науки
и техники РФ



В. Б. Заалишвили

ПАМЯТИ ТОВАРИЩА

СУРЕН СОКРАТОВИЧ ДАРБИНЯН (1931–2015)



В возрасте 84-х лет ушел из жизни доктор физико-математических наук, профессор Сурен Сократович Дарбинян – один из основоположников армянской школы инженерной сейсмологии, теории сейсмостойкости зданий, известный ученый, заслуженный педагог.

Сурен Дарбинян родился в 1931 году в семье служащего, в деревне Товуз Таувшского марза (Шамшадинский регион). После окончания местной средней школы поступил на физико-математический факультет Ереванского государственного университета, который окончил с отличием в 1953 году. В том же году был принят в Армянский научно-исследовательский институт строительных материалов и конструкций АН Армянской ССР и начал свою научную деятельность, начав ее с должности старшего лаборанта.

С 1956 по 1959 годы он учился в аспирантуре АН Армянской ССР и после ее окончания продолжил работу в том же институте.

В 1961 году С. Дарбинян защитил диссертацию по теме «Расчет сооружений при сейсмическом воздействии с учетом пластических деформаций» и получил научную степень кандидата технических наук.

Откликнувшись на инициативу академика АН Армянской ССР, выдающегося ученого и патриота А. Назарова, в 1963 году Сурен Дарбинян переехал в г. Ленинакан (ныне г. Гюмри) и принял активное участие в деле становления и развития Института геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, основанного в 1961 году.

С этого года начинается самый плодотворный период трудовой и педагогической деятельности С. Дарбиняна, прошедшего в своей научной, научно-организаторской и общественной трудовой деятельности долгий путь от научного сотрудника до заместителя директора по науке.

Он развивал и углублял выдвинутые академиком А. Назаровым научные работы по количественной оценке параметров сейсмических воздействий и существенно способствовал тому, чтобы институт стал ведущей организацией в данной области. Под его руководством были подготовлены научные кадры высшей квалификации.

Его научные достижения закрепились новым творческим успехом – защитой докторской диссертации в 1977 году по теме «Количественная оценка воздействий и интенсивности сильных землетрясений».

Профессор Дарбинян являлся автором и соавтором более 80 научных статей и двух монографий.

Почти полвека он совмещал свою научную, научно-организаторскую работу с плодотворной педагогической деятельностью, преподавая около 30 лет в Гюмрийском филиале Армянского государственного политехнического университета, а позже до конца своей жизни – в Ереванском государственном архитектурно-строительном университете, занимая в разные периоды должности заведующего кафедр – строительной механики, сопротивления материалов, теоретической механики.

Под непосредственным руководством С. Дарбиняна 5 аспирантов защитили кандидатские диссертации.

Некролог был бы не полноценен, если не отметить очень важное человеческое качество Сурена Дарбиняна: в течение своей более чем тридцатилетней работы и проживания в Гюмри он приобрел любовь и уважение широкой общественности города, оказал бескорыстную поддержку многим, пытаясь решить проблемы каждого.

Научно-педагогическая деятельность профессора Дарбиняна, его заслуги в области науки были должным образом оценены научным, вузовским сообществом. Он был главным редактором всесоюзного научного журнала «Инженерная сейсмология», членом Межведомственного совета сейсмологии и сейсмостойкого строительства при Президиуме АН СССР.

С. Дарбинян был награжден правительственными медалями, дипломами Президиума НАН РА.

Светлая память о заслуженном ученом, педагоге, жизнерадостном и любимом всеми человеке – Сурене Сократовиче Дарбиняне останется в сердцах его коллег, учеников и знающих его людей.

Директор института геофизики
и инженерной сейсмологии
НАН РА им. А. Назарова



Дж. К. Карапетян

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
ЮГА РОССИИ
(№3 . 2015г.)**

Подписано в печать 22.09.2015 г. Формат 60×84 1/8.

Усл. печ. лист 15,9. Гарнитура «Times».

Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз.

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и средств
массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-44273 от 17 марта 2011 г.**

Издатель:

**Геофизический институт Владикавказского научного
центра Российской академии наук**

Адрес редакции:

362002, РСО-А, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а

тел. 8 (8672) 764084; факс 8(8672) 764056

e-mail: southgeo@mail.ru

<http://cgiras.ru/southgeo>

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.

362000, г. Владикавказ, пер.Павловский, 3.