

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4 / 2016



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

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4 / 2016

Владикавказ 2016

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)

член-корр. РАН В.А. Снытко (ИИЕТ РАН)

Редакционная коллегия

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

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 «Кавказгеолсьемка»)

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)

д.г.- м.н. В.А. Широкова (ИИЕТ РАН)

И.о. ответственного секретаря

М.В. Майсурадзе (ГФИ ВНЦ РАН)

Выпускающий редактор

Л.Н. Невский (ГФИ ВНЦ РАН)

Высшей аттестационной комиссией (ВАК) журнал включен в Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук

Журнал издается с 2011 года.

Периодичность издания -

4 номера в год

Учредители:

Владикавказский научный центр РАН

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, 2016

© Заалишвили В.Б. (ред.), 2016

Фото на обложке К.С. Харебова: «Кармадонские ворота»

СОДЕРЖАНИЕ

Асманов О. А. РАЗВИТИЕ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ДАГЕСТАНА.....	5
Беляков А. С., Лавров В. С., Николаев А. В. СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ ШУМ ЗЕМЛИ.....	10
Бергер М. Г. ОТЛОЖЕНИЯ ВЗРЫВОПОДОБНОГО НАПРАВЛЕННОГО ГАЗОДИНАМИЧЕСКОГО ВЫБРОСА ЛЕДНИКА – НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ.....	20
Волик М. В., Каменецкий Е. С., Кусраев А. Г., Орлова Н. С., Хубежты Ш. С. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ДЛИНЫ УЛИЦ И ВЫСОТЫ ДОМОВ НА ДВИЖЕНИЕ ВОЗДУХА.....	31
Гридневский А. В. СИСТЕМНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ МИКРОСТРУКТУР ЛЕССОВЫХ ГРУНТОВ СЕВЕРНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ИХ ДИНАМИКА В ХОДЕ ПРИРОДНОГО САМОУПЛОТНЕНИЯ.....	39
Заалишвили В. Б., Бергер М. Г., Малиев И. Н., Мельков Д. А., Кануков А. С., Макиев В. Д. РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА.....	44
Заалишвили В. Б., Чотчаев Х. О. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ММЗ НА РАЗРЕЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА.....	52
Закс Т. В., Кануков А. С., Малиев И. Н., Мельков Д. А., Туаев Г. Э., Тучашвили Д. Б. МОНИТОРИНГ ЭКОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ Г. ВЛАДИКАВКАЗА.....	68
Идармачев Ш. Г., Черкашин В. И., Идармачев А. Ш. СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА ЗА ПЕРИОД 1960–2006 гг.....	75
Кусраев А. Г., Минасян Д. Г., Орлова Н. С., Пантлеев Д. Г., Хубежты Ш. С. ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ ОБВАЛОВ, ИСПОЛЬЗУЮЩЕЙ МЕТОД ДИСКРЕТНОГО ЭЛЕМЕНТА.....	83
Мохов А. В. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ АНАЛОГИЙ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫМ СПОСОБОМ.....	94
Рогожин Е. А., Милюков В. К. СПУТНИКОВЫЙ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОНЫ ВЛАДИКАВКАЗСКОГО АКТИВНОГО РАЗЛОМА.....	102
Саидов О. А. О СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЧИРКЕЙСКО-ИРГАНАЙСКОГО УЗЛА СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС.....	111
Харегов К. С., Баскаев А. Н., Хубежты Ш. С. СВОЙСТВА ПАРАМЕТРОВ ГРУНТОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ВЕЛИЗИ ОЧАГА.....	120
Чотчаев Х. О., Гогичев Р. Р. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОНОСНОСТИ ТЕПЛИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	128
Яроцкий Г. П., Чотчаев Х. О. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРЕДОПРЕДЕЛЁННОСТЬ ХАИЛИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ЮГО- ЗАПАДЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ.....	144
НАШИ ГОСТИ	
Геодакян Э. Г., Карапетян Дж. К., Заалишвили В. Б., Оганесян С. М., Саргсян С. Н. СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ.....	164
ПАМЯТИ УЧИТЕЛЯ.....	172

CONTENTS

Asmanov O. A. DEVELOPMENT OF NETWORK OF SEISMIC STATIONS DAGESTAN	5
Belyakov A. S., Lavrov V. S., Nikolayev A. V. SEISMOACOUSTIC NOISE OF THE EARTH.....	10
Berger M. G. BLASTLIKE DIRECTED DEPOSITS OF THE GLACIER GAS-DYNAMIC EJECTION – THE NEW GENETIC TYPE OF SEDIMENTARY FORMATIONS.....	20
Volik M. V., Kamenetsky E. S., Kusraev A. G., Orlova N. S., Khubezhty Sh. S. STUDY OF STREETS LENGTH AND HEIGHT OF HOUSES INFLUENCE ON THE AIR MOVEMENT	31
Gridnevskiy A. V. SYSTEMIC ORGANIZATION AND MICROSTRUCTURES DYNAMICS OF THE NATURAL SELF- PACKING OF LOESS SOILS.....	39
Zaalishvili V. B., Berger M. G., Maliev I. N., Melkov D. A., Kanukov A. S., Makiev V. D. INSTRUMENTAL MONITORING SYSTEM OF THE KAZBEK VOLCANIC CENTER DEVELOPMENT	44
Zaalishvili V. B., Chotchaev Kh. O. COMPLEX ANALYSIS OF GEOLOGICAL DATA AND OF HIGH-SPEED MODEL MMS IN THE CENTRAL CAUCASUS SECTIONS	52
Zaks T. V., Kanukov A. S., Maliev I. N., Melkov D. A., Tuaeov G. E., Tuchashvili D. B. EKOGEOPHYSICAL FACTORS OF VLADIKAVKAZ CITY ENVIRONMENT MONITORING	68
Idarmachev S. G., Cherkashin V. I., Idarmachev A. S. SEISMICITY OF THE TERRITORY OF THE EASTERN CAUCASUS FOR THE PERIOD 1960–2006.....	75
Kusraev A. G., Minasyan D. G., Orlova N. S., Pantileev D. G., Khubezhty Sh. S. VERIFICATION OF ROCKFALL MODEL, BASED ON THE DISCRETE ELEMENT METHOD.....	83
Mokhov A. V. SOME ASPECTS OF USING THE METHOD OF HYDROGEOLOGICAL ANALOGIES FOR SECURING INDUSTRIAL ASSIMILATION OF COAL DEPOSITS BY UNDERGROUND MINING.....	94
Rogozhin E. A., Milyukov V. K. SATELLITE GEODETIC MONITORING AND SEISMIC MANIFESTATIONS OF THE VLADIKAVKAZ ACTIVE BREAKING ZONE	102
Saidov O. A. IN THE SEISMIC ACTIVITI OF THE AREA CHIRKEY-IRGANAYSKAVA NODE SULAK CASCADE OF HPS.....	111
Kharebov K. S., Baskaev A. N., Khubezhty Sh. S. PROPERTIES OF THE GROUND MOTIONS PARAMETERS NEAR THE EARTHQUAKE FOCUS	120
Chotchaev Kh. O., Gogichev R. R. GEOLOGICAL FEATURES AND THE CHARACTERISTIC OF THE TEPLI ORE FORMATION GOLD CONTENTS	128
Yarotsky G. P., Chotchaev Kh. O. TECTONIC DETERMINISTIC NATURE OF KHAILINSKY EARTHQUAKE ON THE SOUTHWEST OF THE KORYAK UPLAND.....	144
OUR GUESTS	
Geodakyan E. G., Karapetyan J. K., Zaalishvili V. B., Oganesyanyan S. M., Sargsyan S. N. SPECTRAL ANALYSIS OF THE SEISMIC IMPACT IN NEAR ZONE OF STRONG EARTHQUAKE AND EFFECT DETAILS	164
IN MEMORY OF TEACHER.....	172

УДК 550.348.098.64 (470.6)

РАЗВИТИЕ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ДАГЕСТАНА

© 2016 О. А. Асманов, к.ф.-м.н.

Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН, Россия, 367008, Республика Дагестан,
г. Махачкала, ул. Белинского, 16, e-mail: adilov79@mail.ru

Территория Дагестана и смежных районов является сейсмически активным районом Северного Кавказа. Об этом свидетельствуют как исторические, так и современные сильные и ощутимые землетрясения. Рассматривается система сейсмических наблюдений. Региональная сеть состоит из 16 сейсмических станций. Они оборудованы цифровой аппаратурой и ежегодно регистрируют около 400 местных землетрясений.

Ключевые слова: сейсмические станции, региональный каталог Дагестана, система Кирноса, эпицентр землетрясения, сейсмологический мониторинг, сейсмогенные зоны, гипоцентр землетрясения, инструментальные данные, сейсмологические наблюдения.

Первые сведения о сейсмических явлениях на прибрежной зоне Каспийского моря в районе г. Избербаш известны ещё с VII в. н.э. [Каталог землетрясений..., 2008; Новый каталог..., 1977; Общий каталог..., 2007]. Основным их источником были редкие сообщения местных жителей Дагестана и Кавказа. До недавнего прошлого территория Кавказа (1932–1952 гг.) была наименее обеспечена инструментальными сейсмическими наблюдениями. Землетрясения с магнитудой $M \geq 3,5$ –5 и более в разное время записывались удаленными сейсмическими станциями, ближайшими из которых были сейсмостанции: Грозный, Ахалкалаки, Боржоми, Гори [Папалашвили, 1981]. Более слабые события практически оставались вне наблюдений. Несмотря на все признаки повышенной сейсмичности территории до 1951 г. здесь не было ни одной сейсмической станции. С 8 декабря 1951 г. впервые была задействована сейсмическая станция «Махачкала», которая относилась к Геофизическому институту АН СССР [Пономарёва, 2002]. Станция была укомплектована трехкомпонентным длиннопериодным сейсмометром системы Кирноса. При периоде колебаний волн в диапазоне $0,1 \div 1,0$ секунд увеличение сейсмического канала, включавшего помимо сейсмометра и фотогальванометр, равнялось 1500. Ежегодно станцией «Махачкала» регистрировалось более 300 землетрясений [Общий каталог..., 2007], из которых лишь 5–30 событий были локальными.

С 1973 по 1975 гг. Дагестанским филиалом АН СССР на территории Дагестана была задействована региональная сеть станций: «Махачкала» (1952 г.), «Буйнакск» (1973 г.), «Дылым» (1974 г.), «Ахты» (1974 г.), «Дубки» (1975 г.), «Дербент» (1975 г.).

При обработке материалов дополнительно пользовались бюллетенями сейсмических станций: «Грозный», «Шеки», «Куба», «Закаталы». Сведения о первой записи землетрясения, эпицентр которого находился на территории Дагестана появились в бюллетене станций: «Буйнакск», «Дубки», «Дылым», «Дербент» и «Ахты» [Архив ОМП].

В это время сейсмические станции были оснащены короткопериодными сейсмографами типа СКМ-3. Это был период становления инструментальной сети стан-

ций, когда отлаживались методики регистрации землетрясений и методики определения положения их очагов [Архив ОМП]. В дальнейшем полученные материалы сейсмических наблюдений вместе с геолого-геофизическими наблюдениями очаговых зон землетрясений легли в основу оценки сейсмической опасности региона [Отчёт о результатах..., 1980]. Были выявлены наиболее сейсмоактивные районы северо-восточного Кавказа [Землетрясения в Северной Евразии..., 1997–2015; Землетрясения в СССР..., 1973–1997] – Центральной части Дагестана и юго-западной части Дагестана [Асманов и др., 1980]. Большая часть эпицентров землетрясений Дагестана концентрируется в нескольких сейсмоактивных районах: тектонической области «Дагестанский клин», в южном Дагестане, в восточной части Чеченской республики, акватории Средней части Каспийского моря, в горном Дагестане, в приграничной зоне Грузии и Азербайджана.

В региональный каталог Дагестана и смежных районов за период 1973–1978 гг. включены сведения о 1650 событиях с $K_p = 7 - 14$. Начиная с 1979 г. при Институте Геологии ДФ АН СССР в г. Махачкале создается Опытно-Методическая Сейсмологическая партия (ОМП) АН СССР. В распоряжение ОМП Институтом Геологии были переданы выше перечисленные сейсмостанции. При ОМП с 1984 г. по 2005 г. расширилась региональная сеть станций: «Унцукуль» (1984 г.), «Кумух» (1985 г.), «Бавтугай» (1985 г.), «Касумкент» (1987 г.), «Сергокала» (1987 г.), «Новокаякент» (1987 г.), «Каранай» (1988 г.), «Ленинкент» (1989 г.), «Аракань» (1989 г.), «Хунзах» (1992 г.), «Ботлих» (1994 г.), «Какашура» (1990 г.), «Уркарах» (1998 г.), «Гуниб» (1999 г.), «Манас» (1999 г.), «Учкент» (2000 г.), «Караман» (2013 г.).

С увеличением количества пунктов регистрации очагов землетрясений заметно увеличилась система наблюдений и повысилась точность определения параметров гипоцентров. Аппаратурное оснащение станций типовое: маятники СКМ-3, СМ-3, гальванометры ГК-VII, Б-III-IV. Увеличение приборов составляли 20–25 тыс. в интервале периодов 0,03–1,0 с.

Наибольшее число пунктов работали с 1973–2015 гг. (23 сейсмических станций). Станция «Дубки» становится головной. В это время методики определения очагов землетрясений стабилизировались на основе гальванометрической регистрации землетрясений. Все станции были оборудованы сейсмографами СКМ-3 и гальванометрами ГК-VII, предназначенными для аналоговой записи землетрясений на осциллографную фотобумагу. В каталог Дагестана и приграничных районов за период 1979–1987 гг. включены сведения о 3468 событиях с $K_p = 6 - 12$.

В течение 1990–1993 гг. в связи с недостаточным финансированием сейсмологических наблюдений в Дагестане закрылись станции: «Бавтугай», «Ленинкент», «Какашура», «Учкент», «Манас», «Новокаякент». Представительность землетрясений территории региона заметно ухудшилась. Начиная с 2008 по 2015 гг. постепенно стали заменять аналоговые станции на цифровые сейсмостанции типа SDAS и UGRA. Все цифровые станции подключены к сети интернет и передают информацию в центр обработки в режиме реального времени. Динамика модернизации наблюдательной сети Дагестана показана на рис. 1.

В региональный каталог Дагестана и смежных районов за период 1988–1997 гг. были включены сведения о 2446 событиях с $K_p = 6 \div 13$. За восемь лет были внедрены цифровые технологии регистрации землетрясений обработки данных.

В апреле 2005 г. ОМП была преобразована в Дагестанский филиал (ДФ) ГС РАН, который продолжил непрерывные сейсмологические наблюдения на территории

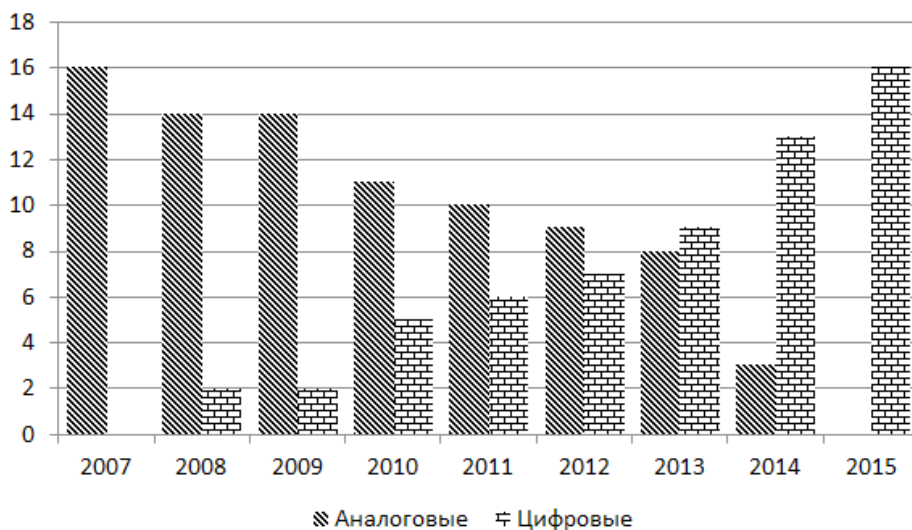


Рис. 1. Динамика развития сети сейсмических станций Дагестана

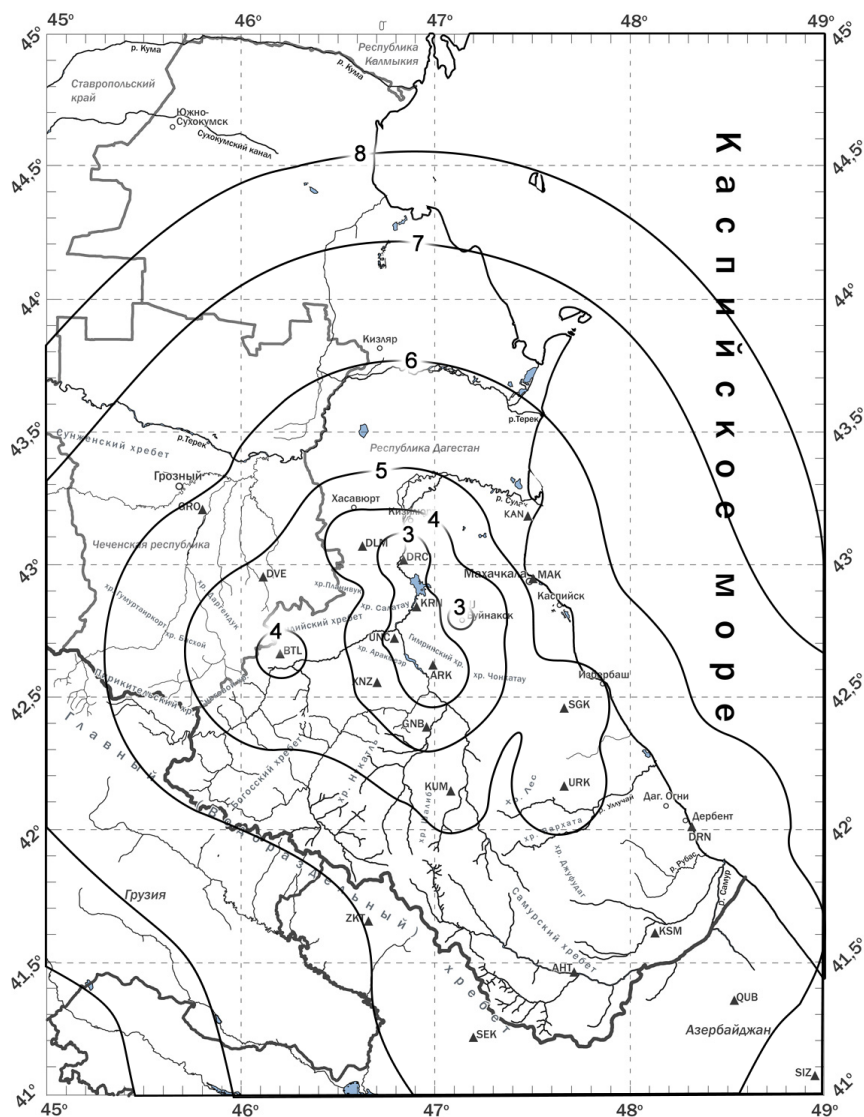


Рис. 2. Карта дальности регистрации землетрясений Дагестана и смежных районов по данным наблюдений за 2013–15 гг.

Дагестана и смежных районов. В региональный каталог Дагестана и приграничных районов за период 1998–2007 гг. включены сведения о 4518 событиях с $K_p = 6 \div 14$.

В региональный каталог Дагестана и смежных районов за 2008–2015 гг. включены сведения о 5057 событиях с $K_p = 3,0 - 13,6$. На рис. 2 представлена карта дальности регистрации землетрясений Дагестана и смежных районов по данным наблюдений за 2013–15 гг. и положение сейсмических станций.

По состоянию сейсмологический мониторинг территории Дагестана, включающей Дагестанский клин, приграничную зону восточной части Грузии, восточную часть Чеченской республики, Среднюю часть акватории Каспийского моря, Северную часть приграничной зоны Азербайджана и Южного Дагестана осуществляется сетью 16 сейсмических станций ДФ ГС РАН.

В 1915 г. в каталог Дагестана и смежных районов включены сведения о 1188 событиях с $K_p = 3 \div 11$.

Все зарегистрированные землетрясения приурочены к ранее известным сейсмогенным зонам.

Определение координат гипоцентров землетрясений в регионе производилось методом засечек с использованием местного годографа Дагестана [Адилев и др., 2014]. Для определения параметров землетрясений, происходящих в приграничных районах с Чеченской республикой, используются данные станций ГС РАН «Грозный» и «Ведено».

Задачами последних лет (2008–2015 гг.) стали работы по модернизации сети стационарных сейсмических станций, работы по оптимизации хранения первичных данных наблюдений и результатов их обработки в виде баз данных и организации доступа к ним.

Непрерывный сбор и обработка инструментальных данных осуществляется в оперативном и срочном режимах. При этом идёт систематическое пополнение сводного каталога землетрясений и цифрового архива волновых форм землетрясений Дагестана и смежных районов.

Информационные ресурсы, созданные на основе систематизаций и обработки сейсмологических наблюдений включает в себя:

- 1 – каталоги региональных землетрясений в электронном виде 650–2016 гг.;
- 2 – интерактивный электронный каталог 650–2016 гг.;
- 3 – сводные бюллетени землетрясений в электронном виде 1997–2016 гг.;
- 4 – архивные первичные данные сейсмограмм на бумажном носителе (ленты) – с 1970 г.;
- 5 – цифровые архивы волновых форм местных землетрясений с 1997 г. по 31.12.2015 г. (в объёме 840 Гб);
- 6 – базу данных сейсмических станций;
- 7 – каталог ощутимых землетрясений Дагестана и смежных районов с имеющимися результатами макросейсмических исследований с 1970 по 2015 гг. (около 85).

Литература

1. Адилев З. А., Асманов О. А., Левкович Р. А. Годографы территории Дагестана // В сб. «Землетрясения Северной Евразии 2008 г. – Обнинск: ГС РАН, 2014. – С.463–467.

2. Асманов О. А. и др. Северный Кавказ // Сейсмическое районирование территории СССР. – М.: Наука, 1980. – С. 120–126.
3. Архив ОМП.
4. Землетрясения в Северной Евразии 1992–2008 гг. – Обнинск: ГС РАН, 1997–2015 гг.
5. Землетрясения в СССР в 1970–1991 гг. – М.: Наука, 1973–1997 гг.
6. Каталог землетрясений Северо-восточного Кавказа и акватории Среднего Каспия // Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в. н.э. до 2006 г. – Махачкала: Эпоха, 2008. – 462 с.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР // М.: Наука, 1977. – С. 69–170.
8. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в. н.э. до 2005 г. – Махачкала: Эпоха, 2007. – 393 с.
9. Отчёт о результатах сейсмологических наблюдений на территории Дагестанской АССР, проведённых Опытной-методической партией в 1980 г. – Махачкала, 1980. – С. 162.
10. Папалашвили В. Г. Развитие сети сейсмических станций на Кавказе и некоторые вопросы обобщения наблюдательного материала // В сб. «Сейсмологический бюллетень Кавказа 1978 г.». – Тбилиси: Мецниереба, 1981. – С. 244–279.
11. Пономарёва Н. Л. 50 лет сейсмической станции «Махачкала» // ЦОНМ ГС РАН. – Махачкала, 2002. – С. 4–5.

DEVELOPMENT OF NETWORK OF SEISMIC STATIONS DAGESTAN

© 2016 O. A. Asmanov, Sc. Cand. (Phys.-Math.)

Dagestan Branch of Geophysical Service RAS, Russia, 367008, Republic of Dagestan,
Makhachkala, Belinskogo st., 16, e-mail: adilov79@mail.ru

The Dagestan territory and the bordering regions are the seismic active regions of the North Caucasus. Historical and recent earthquakes speak for it. The seismic observations system is considered. The regional net is consists of 16 seismic stations. They are provided with digital equipment and register about 400 local earthquakes per year.

Keywords: seismic stations, regional catalog of Dagestan, Kirnos system, earthquake epicenter, seismic monitoring, seismogenic zones, hypocenter of the earthquake, instrumental data, seismological observations.

УДК 550.348

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ ШУМ ЗЕМЛИ

© 2016 А.С. Беляков, к.т.н., В.С. Лавров, А.В. Николаев, д.ф.-м.н.

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Россия, 123995, г. Москва,
ул. Б. Грузинская, 10, e-mail: askbel@mail.ru

Экспериментальные исследования сейсмоакустических шумов выполнены нами в течение ряда лет, в различных районах России, частично вместе с зарубежными коллегами, в Индии и в США, на поверхности земли и в скважинах. Наши наблюдательные данные дополнены другими, пока малоизвестными, редкими. Экспериментально изучена тонкая структура высокочастотных микросейсм в связи с теллурическими процессами, приливными деформациями земли и эмиссионным откликом земной коры на экзогенные геофизические процессы, планетарные явления. Выявлены аномалии тонкой временной структуры микросейсм, связанные с теллурическими и астрономическими явлениями—земными приливами, летним и зимним солнцестояниями, весенним и осенним равноденствиями, дневным и ночными стоянием Солнца. Полученные результаты сопоставлены с данными о связи сейсмичности и характера микросейсм с эфемеридами планет, затмениями Луны и Солнца. Предложены направления дальнейших исследований влияния теллурических процессов и планетарных событий на сейсмоакустические шумы, изучение нематериальных полей.

Ключевые слова: сейсмоакустические шумы, эндогенные микросейсм, экзогенные микросейсм, теллурические явления, триггерные воздействия, сейсмическое дальное действие, астрособытия, нематериальные поля.

Предисловие, историческая справка

На рубеже 19-го и 20-го веков сейсмология, вооруженная сейсмическим каналом Голицына – электродинамическим сейсмографом с гальванометрической регистрацией открыла новый вид сейсмических явлений – микросейсмические колебания Земли.

В области периодов 10–20 секунд обнаружены шумоподобные колебания, микросейсм, зарегистрированные в Западной Европе повсеместно; они генерированы морскими штормами, ветрами – «штормовые микросейсм», экзогенной природы, образованы в основном волнами Релея [Голицын, 1960].

Первое предположение о возможной эндогенной природе микросейсм было высказано Б.Б. Голицыным в 1909 г. Наблюдаемые на сейсмической станции Баку микросейсм преобладающей частотой 2 Гц он объяснил процессами в нефтяных месторождениях.

Высокочастотные акустические шумы впервые наблюдал еще в 90-х годах 19 века на обсерватории Рокади Папа, находящейся вблизи вулкана Везувий итальянский геофизик де Росси. Он использовал акустический приемник (угольный геофон), подключив его к электродинамическому телефону для прослушивания. Де Росси услышал необыкновенное богатство звуков: удары молотков, скрипы телег, ритмы ударных инструментов и какофонию других звуков. Сообщение Д. Дарвина [Дарвин, 1965] об этих опытах не было замечено, так же как и сообщение Б.Б. Голицына [Голицын, 1960] о микросейсмах на сейсмической станции Баку.

Результаты исследования микросейсм и микроземлетрясений как эндогенных процессов обнаружили их нелинейные свойства, проявляющиеся в их тензо- и ви-

бросу чувствительности и в вариациях активности. В 1960-х годах В.Н. Табулевич показала, что в структуре наблюдаемых на континенте микросейсм значительная роль принадлежит генерирующим их атмосферным и ионосферным процессам [Табулевич, 1986].

Л.П. Винником тогда же было установлено, что регистрируемые в тихих местах континента микросейсм в диапазоне частот около 1 Гц, представляют собой объемные волны, генерированные морскими и океаническими штормами. Таким образом, вся Земля в целом, постоянно охвачена этими экзогенными микросейсмами, отчетливо наблюдаемыми в тихих местах континента [Винник, 1968].

Среди сейсморазведчиков и сейсмологов длительное время существовало мнение, что случайные, шумоподобные колебания (сейсмоакустические шумы) – это помехи, которые мешают выявлению и изучению полезных импульсных сигналов. Это отчасти способствовало изучению микросейсм как помех, а многие методические приемы были перенесены из радиолокации.

Развитые Институтом физики Земли РАН методы изучения сейсмоакустической эмиссии земной коры и методы шумовой томографии существенно расширили области применения сейсмоакустических шумов (САШ) в геофизике [Николаев, 1991, 1997]. Существенные успехи в исследовании сейсмических, геофизических и геологических процессов были достигнуты в 1970–1990-х годах, с переходом к новому пониманию свойств горных пород – принятию модели «геофизической среды», нелинейной, иерархически неоднородной, энергетически насыщенной и активной.

В настоящее время результаты изучения САШ используются в сейсмологии и сейсморазведке для изучения внутреннего строения Земли, поисков месторождений полезных ископаемых, сейсмического мониторинга, изучения нелинейных эффектов распространения звука в горных породах, геодинамических и геофизических процессов, в астрофизических исследованиях. Обнаружены многие явления, свидетельствующие о существовании нематериальных полей которые не могут быть объяснены с позиций традиционной физики, взаимодействие нематериальных полей с материальными геофизическими полями. Все эти исследования ведутся в широком диапазоне временных и пространственных пределов, охватывая широкий класс природно-техногенных процессов [Беляков и др., 1996; 2000, 2002, 2011а, б, 2013; Николаев, 2003; Sadeh et al., 1972; Sadeh, Medav, 1972].

Сейчас ясно, что императивы «геофизической среды» сохраняясь, должны быть дополнены новым, включающим существование необъяснимых физических полей и явлений, пониманием ограниченности познаваемости мира.

Сейсмоакустические шумы Земли: новые представления и методы исследований

В настоящее время в естественных науках происходят существенные изменения, касающиеся в первую очередь ядерной физики, энергетики. В сейсмологии открытия последних лет связаны с достижениями астрономии, физики Козырева, созданием новых приборов и методов измерений. Главные результаты получены на стыке физики Земли, геологии и астрофизики. Открывается грандиозная область – новый взгляд на природу вещей, пока обозначенный отдельными прорывными экспериментальными результатами. Со временем новое понимание природы интегрирует наши знания, существующие пока отдельно. Сейчас мы можем уверенно

говорить только о фактах, иногда редких и не вполне определенных. Результаты отдельных наблюдений индуцируют их многозначные, различные толкования. Это оправдывает эвристическую методологию наших исследований, во многом основанную на использовании отдаленных аналогий, личного опыта и интуиции. Сейсмоакустические сигналы генерируются скачкообразным развитием деформаций, «микро-микро» и микроземлетрясений, можно рассматривать весь энергетический ряд механических колебаний от самых слабых до сильных землетрясений как «сейсмоакустические шумы» – САШ, принимая расширительное толкование и понимая неточность такого термина. Такой подход оправдан нелинейностью процессов, связанных с распространением звука: растеканием спектра в область высоких и низких частот, процессами, взаимоиндукции сейсмических и других геофизических полей. В этих обстоятельствах необходим широкий взгляд на рассматриваемые проблемы, допустимо существование различных точек зрения, презумпции доверия к различным взглядам и мнениям.

Это объясняет несколько фрагментарный характер настоящей статьи, использующей по необходимости эвристические представления, отдаленные аналогии, выход за пределы традиционных физических понятий.

Ниже изложены результаты, полученные нами в течение ряда лет скважинными сейсмоакустическими наблюдениями, а также наблюдений других исследователей, к которым можно относиться с доверием. Основная цель наблюдений – изучение влияния на САШ астрофизических процессов и их проявлений в процессах теллурических.

Земные приливы

Полученные результаты находятся в согласии с наблюдениями временных вариаций сейсмичности, вызванных периодическими изменениями напряженного состояния земной коры, связанными с земным приливом и нелинейным взаимодействием его гармонических составляющих. Вариации сейсмического режима слабых землетрясений происходят в согласии с вариациями сейсмичности, это утверждение оправдано нелинейным характером регистрируемых процессов. Таким образом, в тонкой структуре САШ проявляются похожие закономерности действия земного прилива.

На различных частотах различия имеют свои особенности, в зависимости от геологических условий и глубины установки датчиков.

Этот результат поддерживается исследованием влияния прилива на слабую сейсмичность, в котором проявляются не только основные периоды волн, но также их кратные и комбинированные гармоники. В структуре слабой сейсмичности проявлен «мерцающий эффект»: временами слабая сейсмичность замирает совсем, затем оживает снова, что связано с изменением уровня фоновых тектонических напряжений, триггерными эффектами эндогенных микросейсм [Беляков и др., 2000, 2002, 2011а, б, 2013; Николаев, 2003; Sadeh et al., 1972; Sadeh, Medav, 1972].

Результаты наблюдений влияния на САШ лунных фаз, солнечных и лунных затмений в районах, характеризующихся различной сейсмической активностью показывают, что в сейсмоактивных районах выраженность внешних воздействий, земных приливов и других, проявляется резче и характеризуются более сильными амплитудными вариациями, чем в малоактивных платформенных областях.

Зимние и летние солнцестояния, дни весеннего и осеннего равноденствий

Нашими скважинными наблюдениями выявлены аномалии структуры САШ в течение нескольких суток, происходящие в дни равноденствия. Происходит перестройка амплитуд в диапазоне частот 30–1200 Гц: снижение интенсивности и общего характера наблюдаемого сигнала в течение нескольких суток и его последующее восстановление со сдвигом фазы. День зимнего солнцестояния 22 декабря 2011 года отмечен фазовыми и амплитудными изменениями САШ, наблюдавшимися в Нижегородской области на глубине 553 м.

Возможно, такая закономерность проявляется и в сейсмичности, эти астрономические периоды характеризуются ее глобальными и локальными аномалиями, вопрос может быть исследован по доступным каталогам землетрясений. До настоящего времени таких попыток не было.

В дни весеннего и осеннего равноденствия наблюдается изменение характера микросейсм, выраженное в инверсии фазы суточных вариаций интенсивности фоновых микросейсмических колебаний в низкочастотных 50–100 секундных осцилляциях огибающей высокочастотных колебаний в диапазоне 10–100 Гц. Этот эффект хорошо повторяется, глубина модуляции несущего микросейсмического сигнала около 0,5. Во время верхнего и нижнего суточного солнцестояния, утреннего и вечернего пересечения Солнцем линии истинного горизонта Земли происходит кратковременное, около 10 минут, превышение интенсивности микросейсм в полосе частот 0,5–100 Гц. Эффект наблюдается устойчиво, повсеместно, амплитуда аномалии около 1,5.

Эндогенные микросейсм вблизи крупных городов

Суточные колебаниями интенсивности техногенных воздействий вызывают увеличение интенсивности сейсмической эмиссии, «люминесценции» в верхней части земной коры. Эффект наблюдался в Индии, в районе Дели. Для дискриминации эндогенных и экзогенных источников САШ использовано различие их пространственного распространения: экзогенные САШ сосредоточены вблизи поверхностных источников, транспорта, промышленных предприятий и др., тогда как индуцированные эндогенные микросейсм регистрируются на больших площадях, охватывающих город. Сейсмическая станция Дели находится вблизи от крупных промышленных предприятий и энергетических объектов, создающих высокий уровень промышленных шумов. В этой связи сейсмическая станция постоянно регистрирует микросейсм, фоновый уровень которых имеет четкую суточную периодичность.

Влияние на САШ некоторых астрособытий

Впервые о влиянии некоторых астрособытий на возникновение аномалий интенсивности микросейсм (или других полей, нематериальных) было сообщено Медоу, Садехом и Бен Менахемом в 1972 г. в связи с изучением сейсмического излучения пульсара CP1133: было отмечено, что прохождение некоторых астрообъектов через линию горизонта сопровождается аномальным увеличением интенсивности регистрируемого сигнала [Sadeh, Medav, 1972; Беляков и др., 1996]. Статья и результат были раскритикованы, признаны общественностью неверными и забыты.

Факт возникновения аномалий, связанных с восходом и заходом Солнца можно рассматривать как косвенное подтверждение правильности результатов.

Другим подтверждением наблюдаемых эффектов являются результаты наблюдений Смирнова на своем детекторе [Смирнов, 2006]. Хотя регистрируемый сигнал не является сейсмическим, можно предположить существование синхронных с ним аномалий САШ. Если так, то станции наблюдений, разнесенные о широте и долготе, зафиксируют аномалии САШ в различное время суток.

подавляющее большинство процессов на Земле имеет суточную регулярность, связанную с Солнцем, взаимодействием Земли и Солнца. Наши исследования установили, что деформационные процессы в земной коре, связанные с солнечной гравитацией, вызывают сейсмоакустическую эмиссию, которая хорошо синхронизируется с квадратом скорости объемной деформации как в летние, так и в зимние периоды, но в дни весеннего и осеннего равноденствий синхронизация нарушается.

В данных, полученных на Камчатке в середине августа и в начале сентября 2001 года в скважине на глубине 1035 м регулярно наблюдалось резкое увеличение амплитуды акустического шума на частоте 160 Гц совпадающее с восходом и заходом Солнца – пересечением линии земного горизонта прохождением солнечного терминатора. Эти явления нарушались перед землетрясениями и восстанавливались после землетрясений. Понять и удовлетворительно объяснить происхождение этого явления не удалось. Аналогичные явления наблюдались на сейсмостанции Дели, Индия, где нами регистрировался индустриальный шум.

Дальнодействие влияния планет на структуру САЭ, нематериальные поля

Первые официальные сообщения о влиянии планет на сейсмичность сделал А.Я. Лездиньш. Он модифицировал методику астрологического прогноза и составил астрологические модели Камчатского полуострова, и алгоритм, работающий с объективными астрономическими данными, таблицами эфемерид. Установлено, что методика работает, когда сейсмофокальная зона находится в активной фазе. В период 1998–2003 г. Лездиньш официально представлял прогноз в Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский. Проверка алгоритма доказала его эффективность. Метод прогноза землетрясений по эфемеридам планет был назван «астросейсмическим» [Лездиньш, 2008].

Грузинскими геофизиками Р.И. Киладзе и др. исследовано влияние эфемерид планет на сейсмичность Кавказа. Получен убедительный результат, подтверждающий факт такого влияния и его избирательный характер. Исследование выполнено по жесткому алгоритму статистического анализа и не оставляет какого-либо недоверия. Правда, численные результаты работы [Лездиньш, 2008] для ближних к Земле планет нужно скорректировать, чтобы учесть сильную неравномерность их движений по эклипике. Данная неравномерность учтена в другой работе [Киладзе и др., 2005].

С.А. Васильев и Н.П. Татариду выполнили статистические исследования вопроса: изменяется ли средняя частота землетрясений в зависимости от положений Солнца и Марса на эклипике? Исследование проводилось для нескольких районов земного шара – запада США и частично Мексики, района Японии и в целом по земному шару. Использовался каталог Сейсмической службы США NEIC за период 1972–2009, с учетом различий пределов представительности каталога землетрясе-

ний в разных районах: по району Запада США и Мексики – 12239 землетрясений $M \geq 3,4$, по району Японии 28689 землетрясений $M \geq 4,7$, по всему земному шару 58749 землетрясений $M \geq 5,0$. Для исследования эклиптика делилась на 12 одинаковых участков. Из-за различия периодов обращения Земли и Марса вокруг Солнца, их взаимное расположение изменяется сложным образом, что отражается в движениях Марса по эклиптике (то есть его проекция на эклиптику по лучу, исходящему из центра Земли). Поэтому суммарное время пребывания Марса, как и других планет, на каждом участке эклиптики за период наблюдений не одинаково, а сильно варьируется (в разы). С.А. Васильевым и Н.П. Татариду впервые рассчитаны эти вариации для достоверного выявления влияний Солнца и Марса на сейсмичность [Vasiliev, Tataridou, 2013]. Как ни удивительно, оказалось, что влияние Марса существенно превосходит влияние Солнца на сейсмичность, что ранее было отмечено А.Я. Лездиньшем по району Камчатки.

Это дальное действие свидетельствует, что влияние планет не связано с их гравитационным полем; их объяснение требует привлечения к решению проблемы неизвестного пока физического поля, по своей сути нематериального, воздействующего на материальные геофизические поля.

Теперь есть основания полагать, что планеты оказывают свое влияние и на значительно более слабые события, сейсмическую эмиссию горных пород, САШ.

Влияние на САШ солнечных и лунных затмений

Наблюдения САШ в связи с затмениями Солнца и Луны проведены Институтом геоэкологии РАН в 1999–2012 г. и ООО «Атомстройизыскания» в районе Томска, на Южном Урале (Стерлитамак), на Кольском полуострове и в районе Нижнего Новгорода. В сейсмоактивных районах обнаружено значительное увеличение уровня микросейсм в полосе частот 0,1–10 Гц особенно отчетливые на частотах 3–7 Гц. Полное затмение Солнца характеризуется непродолжительным, десятки минут, аномалиями, происходящими во время полного и полутеневого затмения; при этом наблюдается 3–5 кратный рост амплитуд. При лунном затмении, всегда происходящем в полнолуние, также происходит рост амплитуд микросейсм, который начинается за 5–7 дней до максимума и завершается через 3–4 дня после него. Наблюдаются отчетливые изменения горизонтальной поляризации сейсмических колебаний. Примечательно, что в периоды полнолуния вне лунного затмения аномалии амплитуд САШ отсутствуют.

В сейсмичных районах – Нижний Новгород, Кольский полуостров, лунные затмения не вызывают заметных изменений уровня САШ [Попова и др., 2014а, б; Першин и др., 2007].

Примечательно, что в сейсмоактивных районах, на тех сейсмических станциях, где отчетливо виден рост САШ при лунных затмениях, наблюдается перестройка поляризационных характеристик САШ в связи с удаленными сильными землетрясениями (тысячи километров, магнитуды более 6,5). Это является косвенным признаком, свидетельствующим о том, что аномалии уровня должны происходить в широком спектральном диапазоне, от долей до сотен Герц.

Приборы наблюдений

Исследования САШ, выполнялось стандартными электродинамическими сейсмографами в полосе частот 0,1–40 Гц, нами использовался сейсмоакустический

датчик ПСАК, осуществляющий электромагнитное преобразование механических смещений с помощью магнитоупругого сенсора, адаптированный для скважинных измерений [Беляков, 2005]. Этот датчик имеет низкий уровень собственных шумов, широкую частотную полосу пропускания 2–2000 Гц, динамический диапазон более 240 дБ и частотную характеристику пропорциональную кубу частоты. Такая характеристика позволяет компенсировать естественное убывание амплитуд микросейсмических сигналов, спадающих в аналогичном темпе с ростом частоты.

Принципиально новый канал регистрации создан В.Н. Смирновым использующим гироскопический маятник, сконструированный по его идеям [Смирнов, 2006]. Маятниковый измерительный прибор использует в качестве инертной массы гироскоп со специальным устройством регистрации движения маятника. Период качания маятника около 1 секунды, скорость вращения волчка около 200 оборотов в секунду. С помощью этого датчика зарегистрированы непродолжительные (минуты) аномалии высокочастотных сигналов, связанные с астрономическими фактами. Вместе с тем неясно, что именно регистрирует этот прибор, нет идеи решения обратной задачи наблюдений. Детектор Смирнова остается индикаторным, а не измерительным прибором.

Детектор Смирнова: астрособытия, прогноз землетрясений

Выявленные связи тонкой структуры высокочастотных микросейсм с планетарными явлениями наблюдаются более отчетливо датчиком В.Н. Смирнова, регистрирующим астрофизические эффекты. В датчике используется гироскопический маятник, в характере его колебаний проявляются эффекты эфемерид Солнца, планет и некоторых других астрособытий [Смирнов, 2006; Панчелюга, 2012]. В частности, детектор реагирует на пересечение Солнцем плоскости местного горизонта, а по сообщению В.Н. Смирнова аномалии его показаний на несколько суток предшествуют моментам возникновения сильных землетрясений.

Заключение

Исследование САШ в диапазоне масштабов от доли зерна до планетарных размеров и от микросекунд до десятков лет показало, что и теллурические и космические компоненты процесса тесно связаны и находятся в сложном взаимодействии между собой. Земные источники экзогенных шумов давно изучаются, картина их проявлений в различных обстоятельствах, казалось бы, ясна и понятна. Важные черты пространственно-временной эволюции известны и используются для практического решения задач физики Земли – ее строения и динамики, прогноза землетрясений и медленных (сутки–десятилетия) тектонических движений, сейсмической разведки полезных ископаемых.

Существующие теоретические представления бессильны объяснить феномены, описанные в этой статье. Большинство необъяснимых явлений, теллурических и планетарных, требуют ввести нематериальное поле, связывающее отдельные наблюдения, мозаику фрагментов.

Одни и те же наблюдения способны индуцировать множество моделей их объяснения; разные исследователи обладают различным опытом, знаниями, интуицией это понимание дает основание интерпретатору широко и всесторонне обрабатывать наблюдаемые данные.

Общепринятая традиционная наука широко использует математические модели явлений и численные алгоритмы, позволяющие проверить экспериментальный результат, используя наблюдательные, натурные данные. Одним из мощных методических средств исследования является физическое моделирование.

Однако все эти приемы не способны понять и объяснить многие наблюдаемые явления, в значительной мере связанные с теллурическими и астрономическими событиями. Вместе с тем традиционная методология дает достаточно убедительные основания для того чтобы с сомнением и критически относиться к результатам физического и математического моделирования, не учитывающим воздействия нематериальных полей на САШ [Vasiliev, 2012].

Описанные здесь результаты изучения САШ основаны исключительно на натурных экспериментальных данных. Эти результаты во многом фрагментарны, основаны на наблюдениях редких событий, на эвристическом объяснении результатов. Можно считать доказанным существование нематериального поля, способного несиловым образом воздействовать на материальный мир, физические процессы. Есть и новые приборы, участвующие в этом взаимодействии. Остается пока неясным, как действуют эти приборы? Что они измеряют? Есть ли влияние материальных полей на нематериальное?

Авторы надеются, что читатели найдут свои объяснения явлениям, описанным в этой статье.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00276. Авторы благодарны своим коллегам О.Г. Поповой, А.Д. Жигалину, А.Я. Лездиньшу, С.А. Васильеву, В.Н. Шулейкину и В.Д. Барабанову за постоянный интерес к работе, творческое участие и обсуждение проблемы, советы.

Литература

1. Беляков А.С. Акустический журнал. – 2005. – Т. 51. – С. 53–65.
2. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. О вариациях фонового подземного звука. // ДАН, 1996. – Т. 348, №3. – С. 383–386.
3. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. Изменение фазы суточных вариаций подземного звука в дни весеннего и осеннего равноденствия. // ДАН, 2000. – Т. 375, №4. – С. 531–534.
4. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. Некоторые результаты геоакустических исследований с магнитоупругими геофонами. // Сейсмические приборы. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – Вып. 37. – С. 43–618.
5. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Исследование тонкой структуры слабых высокочастотных сейсмоакустических сигналов в земной коре. // ДАН, 2011а. – Т. 439, №1. – С. 1–4.
6. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Что происходит в земной коре между закатом и восходом Солнца? // ДАН, 2011б. – Т. 438, №2. – С. 249–252.
7. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В. Зимние исследования вариаций источников акустического шума в скважинах. // ДАН, 2013. – Т. 448, №4. – С. 462–464.
8. Винник Л.П. Структура микросейсм и некоторые вопросы методики группирования в сейсмологии. – М.: Наука, 1968. – С. 64.

9. Голицын Б.Б. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 2. Сейсмология. – С. 490.
10. Дарвин Д. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. – М.: Наука, 1965. – 250 с.
11. Киладзе Р.И., Кочахидзе М.К., Кочахидзе Н.К., Кухианидзе В.Д., Рамишвили Г.Т. Поиск связей между сильными землетрясениями и астрономическими явлениями на примере сейсмоактивного района Кавказа. // Вулканология и сейсмология, 2005. – №3. – С. 75–79.
12. Лездиньш А.Я. Астросейсмология. Планета Земля. Заседания XVI Научного семинара МГУ. Ленард. – М., 2008. – С. 221–225.
13. Николаев А.В. Развитие нетрадиционных методов в геофизике // Сб. Физические основы сейсмического метода. – М.: Наука, 1991. – С. 5–17.
14. Николаев А.В. Проблемы геотомографии. Сб. Проблемы геотомографии. – М.: Наука, 1997. – С. 4–38.
15. Николаев В.А. Исследование напряженного состояния литосферы на основе анализа связи земных приливов и сейсмичности. – М.: Изд.-во ИФЗ, 2003. – С. 234.
16. Панчелюга В.А. Детектор Смирнова, регистрация воздействий от удаленных астрофизических объектов. Метафизика, 2012. – №2(4). – С. 67–80.
17. Першин С.М., Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Жигалин А.Д., Макаров В.С., Тюрин А.В. Лидарный мониторинг аэрозольного предвестника и изменения солнечной активности во время полного солнечного затмения: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. – Казань: Изд.-во Казанского гос. ун-та, 2007. – Т. 1. – С. 237–240.
18. Попова О.Г., Жигалин А.Д., Коновалов Ю.Ф. Связь напряженного состояния земной коры с солнечными затмениями и прохождением магнитных бурь. // Геоэкология, 2014а. – №2. – С. 155.
19. Попова О.Г., Жигалин А.Д., Попов М.Г., Аракелян Ф.О., Недядько В.В. Реакция микросейсмического фона на внешние природные воздействия в районах с разной тектонической активностью. // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, экология, 2014б. – №2. – С. 155–168.
20. Смирнов В.Н. Гравитационные возмущения и физические особенности вращающегося волчка. Инженерная физика, 2006. – №5. – С. 22–25.
21. Табулевиц В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний: штормовые микросейсмические колебания и комплекс явлений, возникающих одновременно с ними в атмосфере–гидросфере. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 151.
22. Sadeh D., BenMenahem A., Medav M. Possible detection of gravitational waves from pulsars: Preprint TAUP-270–72. 1972.
23. Sadeh D., Medav M. (1972). Periodicities in seismic response caused by the pulsar CP1133. Nature, 240, November 17.
24. Vasiliev S.A., Tataridou V.N. Factual Data on the Celestial Bodies Influences on the Seismic Activity. // Applied Physics Research, 2013. – 5(1). – P. 36–50.
25. Vasiliev S.A., Basic Physical Properties of the Physical Non-material World Objects. // Applied Physics Research, 2012. – 4(2). – P. 175–189.

SEISMOACOUSTIC NOISE OF THE EARTH

© 2016 A.S. Belyakov, Sc. Cand. (Tech.), V.S. Lavrov, A.V. Nikolayev,
Sc. Doctor (Phys.-Math.)

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Russia,
123995, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, e-mail: askbel@mail.ru

We have executed a set of seismoacoustic noise experimental studies over a number of years, in different regions of Russia, partially together with the foreign associates, in India and in the USA, on the earth's surface and in the bore holes. Our observant data are augmented by others, thus far little-known, rare. The fine structure of high-frequency microseismic disturbances in connection with the telluric processes, the tidal deformations of the earth and the emissive response of the earth's crust to the exogenous geophysical processes, the planetary phenomena is experimentally studied. Anomalies of the thin time structure of microseismic disturbances, connected with the telluric and astronomical phenomenon - terrestrial flows, the summer and winter solstice, the spring and autumnal equinoxes, the day and night standing of the sun are revealed. The obtained results are compared with the data about the connection of seismicity and microseismic disturbances nature with the ephemeris of planets, the eclipses of the Moon and Sun. The directions of further studies of the telluric processes influence and planetary event on seismoacoustic noise are proposed, pour on the study of nonmaterial fields.

Keywords: seismoacoustic noise, endogenous microseismic disturbances, exogenous microseismic disturbances, telluric phenomena, trigger actions, seismic long-range interaction, astro-event, nonmaterial fields.

УДК 551.24(234.9)

ОТЛОЖЕНИЯ ВЗРЫВОПОДОБНОГО НАПРАВЛЕННОГО ГАЗОДИНАМИЧЕСКОГО ВЫБРОСА ЛЕДНИКА – НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

© 2016 М.Г. Бергер^{1,2}, д.г.- м.н., профессор

¹Северо-Кавказский инновационный центр «Устойчивое развитие горных территорий», 362021, Россия, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Николаева, 44, e-mail: conf@skgmi-gtu.ru;

²Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: berger7@rambler.ru

Отмечены специфические признаки отложений взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка. Выделены основные фации и субфации этих отложений. Показана их газодинамическая, а не склоново-гравитационная природа.

Ключевые слова: ледник Колка, взрывоподобный направленный газодинамический выброс, отложения, фации, субфации, генезис, трансфациальные образования.

...Имел место выброс основных масс ледово-каменного потока, сформированных из глетчерного льда Колки, представляющих собой особый, ранее не встречавшийся генетический тип накоплений...

М.Ю. Никитин, О.А. Гончаренко, И.В. Галушкин

Важными отличительными особенностями выбросов (газодинамических. – М. Б.) являются высокая степень диспергирования материала и участие газа в его дроблении и выносе.

И.М. Петухов, А.М. Линьков

После (газодинамического. – М. Б.) выброса кроме основной массы мелких частиц обнаруживаются крупные куски, а иногда и глыбы.

И.М. Петухов, А.М. Линьков

На леднике Колка мы сталкиваемся... с особым типом движения... Значительную сложность представляет вопрос о необычно высоких скоростях движения льда.

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

Сила тяжести – это составная часть всех осадочных процессов – водных, эоловых и гляциальных. Гравитация может и сама по себе действовать как агент транспортировки осадка, однако для того чтобы осадок перемещался в горизонтальном направлении, требуется какой-то дополнительный механизм.

Р.К. Селли

Распространение *взрывных* отложений в общем почти не согласуется с рельефом: они имеются и на крутых склонах, и выстилают днища долин.

И.В. Мелекесцев, Т.С. Краевая, О.А. Брайцева

(имеются в виду отложения направленного взрыва камчатского вулкана Безымянный 30.03.1956 г.; выделено мной. – М. Б.)

Для определения геодинамического типа и причин катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. и, в целом, для реконструктивно-генетических построений при изучении осадочных образований исключительно большое значение имеют изучение седиментологических особенностей этой катастрофы, пространственного распределения, литологии и генезиса отложений, накопившихся в ходе катастрофы, реконструкция характера транспортирующей и осадкообразующей среды, действующих факторов и механизмов переноса продуктов разрушения ледника Колка и фациальных условий их накопления.

Из многочисленных весьма специфических особенностей отложений, возникших в ходе Колкинской катастрофы, можно отметить, в частности, значительную удаленность, фактически оторванность места накопления основной массы отложений (так называемого завала, или навала, по взрывной терминологии) от бывшего (существовавшего на момент катастрофы) местонахождения основного исходного источника слагающего их материала (ледника); исключительно быстрое, почти мгновенное перемещение этого материала преимущественно по воздуху в пределах протяженной зоны транзита; преобладание льда в составе навала и отдельных спорадически присутствующих на различном удалении от ледника гигантских глыб, естественно, быстро (хотя и в течение различного по продолжительности времени) стаивающего, не сохраняющегося в геологическом разрезе; разнородность, отсутствие или крайне низкую степень гранулометрической (механической) сортировки и окатанности обломков; значительное содержание (нередко преобладание) грубообломочного материала, присутствующего в отложениях наряду со средне-, мелко- и тонкодисперсным (что, как известно [Петухов, Линьков 1983; и др.], вообще характерно для отложений газодинамических выбросов); значительное содержание (особенно в самое первое время) углеродистой и другой пыли, а также быстро стаявшей ледяной крошки; значительное содержание (особенно в эпицентральной зоне выброса) так называемых «муравьиных куч»; обычно (за исключением навала) весьма небольшую и изменчивую мощность отложений, фрагментарность, прерывистость участков их локализации, узко линейное распространение на склонах долин (иногда – высоко на склонах); наличие признаков проникания («вбивания») ледяных по воздуху с большой скоростью крупных обломков каменного материала в породы склонов; специфическую латеральную последовательность фаций эпицентральной зоны (1), зоны транзита (2), зоны аккумуляции (3) и отложений гляциального селевого потока за Кармадонскими воротами (4).

Углубленное литологическое и литогенетическое изучение этих образований еще впереди, однако и сейчас уже вполне очевидно, что процесс, обусловивший их формирование, мог иметь только взрывоподобную газодинамическую, а не гляциальную, флювиогляциальную, обвальную, обвально-ударную, сейсмогенную, оползневую, селевую или какую-либо иную склоново-гравитационную природу.

Весьма специфические по условиям возникновения исходного обломочного материала, его транспортировки и накопления, пространственному распространению, особенностям залегания, составу, гранулометрии и другим признакам, отложения, возникшие в результате взрывоподобного направленного газодинамического вы-

броса ледника Колка, при всех литологических и литогенетических (прежде всего, седиментологических) различиях слагающих эти отложения фаций, образуют совершенно особый, во многом уникальный генетически единый (парагенетический) комплекс, который, в силу его своеобразия и существенного отличия от известных в настоящее время генетических типов осадочных образований, может быть выделен в качестве *нового, ранее не известного (не диагностированного) их генетического типа – отложений взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника.*

* * *

Пароксизмальный взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. имел сложный, в какой-то мере промежуточный или, точнее, комбинированный, совмещенный характер, представляя собой своеобразное сочетание особенностей, подобных особенностям собственно мало-заглубленных взрывов на выброс, с одной стороны, а с другой стороны, взрывов на сброс, т.е. собственно направленных взрывов и взрывоподобных газодинамических выбросов. Такая специфика газодинамического выброса ледника Колка была определена весьма пологим субгоризонтальным слабонаклонным залеганием этого карово-долинного ледника.

С одной стороны, весьма пологое субгоризонтальное залегание ледника определило проявление при его газодинамическом выбросе элементов центробежного (хотя и не вполне симметричного) разлета части выброшенного материала в эпицентральной зоне (как это имеет место при взрывах на выброс).

С другой стороны, склоновое, наклонное залегание ледника определило направленный характер движения (разлета) основного количества выброшенного при его газодинамическом выбросе материала (как это имеет место при взрывах на сброс).

Сказанное обусловило, естественно, и характер распределения отложений выброшенного материала на различном удалении от эпицентра выброса.

В связи с субгоризонтальным, слабонаклонным карово-долинным залеганием ледника Колка, в ходе его взрывоподобного внезапного газодинамического выброса, сопровождавшегося разрушением ледника и разлетом продуктов его разрушения, как было отмечено, *в эпицентральной зоне выброса* произошло образование обломочного материала и накопление специфической фации обломочных отложений, типичных для взрыва на выброс (точнее, весьма близких их природных аналогов). В составе этой фации выделяются две субфации:

1) субфация отложений базисной волны выброса, представленных раздробленным ледово-каменным материалом фрагментов кольцевого навала, или насыпного вала, прежде всего, верхних и нижних поперечных краевых валов (именуемых также уступами, ступенями и пр.) в цирке ледника Колка (некоторая асимметричность в распределении отложений этой субфации проявилась в большем развитии и наращивании нижних поперечных валов по сравнению с верхними);

и 2) субфация в различной степени раздробленного ледово-каменного материала, накопившегося внутри воронки (полости) выброса и сравнительно недалеко от нее (некоторая асимметричность в распределении отложений этой субфации проявилась в большем количестве раздробленного ледово-каменного материала, нако-

пившегося у левого (северного) борта ледника – у основания левой боковой морены и в ложбине за ней, чем у правого борта ледника).

Наиболее же характерными для газодинамического выброса ледника Колка, учитывая преимущественно (хотя и не полностью) направленный по уклону долины характер этого выброса, являются собственно отложения направленного газодинамического выброса ледника. В их составе выделяются следующие две фации:

1) фация спорадического накопления (преимущественно на склонах по бортам долины, иногда – на значительной высоте), в основном, субаэральных отложений в зоне транзита основного количества выброшенного и вовлеченного в движение ледово-каменного материала;

и 2) фация субаэрально-субаквальных отложений зоны аккумуляции основного количества выброшенного и вовлеченного в движение ледово-каменного материала – отложения завала (навала) в Кармадонской котловине, иногда именуемые также ледовым телом и квазиледником.

Кроме того, за Кармадонской котловиной (ниже Кармадонских ворот) выделяется фация гляциально-селевых отложений, возникновение которых было непосредственно вызвано взрывоподобным направленным газодинамическим выбросом ледника Колка.

Таков общий перечень последовательного ряда фаций отложений, накопившихся в результате Колкинской катастрофы.

Установленный и кратко охарактеризованный выше фациальный состав отложений взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка 20 сентября 2002 г. представляет собой наиболее полный случай из числа возможных при пароксизмальных ледниковых катастрофах подобного геодинамического типа (безусловно, неоднократно происходивших в Казбекско-Джимарайском и некоторых других горно-ледниковых районах, но недостаточно изученных в эпицентральных зонах их проявления и, за исключением Колкинских катастроф 2002, 1902 и 1752 гг., остающихся неустановленными или неидентифицированными).

В отдельных же конкретных случаях (особенно при более крутосклонном залегании ледника, чем в случае ледника Колка) в составе отложений данного генетического типа отложения базисной волны выброса могут отсутствовать либо могут быть представлены лишь субфацией раздробленного ледово-каменного материала, накопившегося внутри воронки выброса (в том числе в результате обратного падения обломков) и сравнительно недалеко за ее пределами, в зоне, где, по определению Г.И. Покровского [1980, с. 139], «падают отдельные куски породы (в том числе льда. – М. Б.), которые попали при выбросе в струи, образовавшиеся позади особенно крупных и тяжелых «лидеров», способных легко преодолевать сопротивление воздуха», и в зоне накопления особенно крупных кусков («останцов») и других обломков ледово-каменного материала, не получивших значительной начальной скорости и дальности отброса, прежде всего, в силу их гигантской массы и (или) пространственного положения в стороне от оси направленного выброса и, соответственно, от направления максимального по величине энергетически-силового воздействия на выбрасываемый материал.

* * *

Наиболее значительным и генетически наиболее важным и показательным седиментологическим результатом взрывоподобного направленного газодинамического

выброса ледника Колка является практически мгновенное образование гигантского ледового завала (навала) в Кармадонской котловине, на удалении порядка 15 км от исходного положения подвергнувшегося выбросу ледника. Нечто подобное (разумеется, при ином литологическом составе пород) образуется, как известно, при направленных вулканических взрывах [Мелекесцев и др., 1970, с. 50–51 и др.] и в результате техногенных взрывов на склонах [Докучаев и др., 1963; Черниговский, 1976; Ромашов, 1976, 1980; и др.]. Краткая общая морфологическая характеристика таких навалов техногенного взрывного генезиса дана А.Н. Ромашовым [1976].

Возникновение Кармадонского завала, практически мгновенное, на огромном удалении от первоначального местоположения источника основного количества слагающего его материала (ледника Колка), в отрыве от этого источника (практически исчезнувшего в момент образования завала, фактически в основной своей части перемещенного, переброшенного в Кармадонскую котловину, превращенного в близкий по объему гигантский завал) подчеркивает взрывоподобный характер Колкинской катастрофы, принципиально аналогичный направленным техногенным взрывам на выброс (взрывам на сброс, происходящим при наклонном, склоновом залегании свободной поверхности выбрасываемого материала).

Отложения этой фации образуют сплошное завальное тело сложного субэдрально-субаквального генезиса (с учетом некоторого участия в его формировании на заключительном этапе текучих поверхностных вод р. Геналдон и ее притока р. Кауридон), имеющее ледово-каменный состав при резком преобладании ледовой составляющей («квазиледник», ледовое тело, по некоторым определениям), представляющее собой скопление основной части выброшенного материала продуктов разрушения ледника Колка и материала, вовлеченного в движение в ходе выброса ледника, в том числе находившегося на различном удалении от исходного местонахождения ледника Колка, – с учетом направленного характера выброса и субгоризонтального характера движения основного количества выброшенного материала.

По данным, приведенным в работах В.В. Поповнина и др. [2003], С.С. Черноморца [2005, с. 113] и М.Ю. Никитина и др. [2007, с. 10], площадь завального тела 2,1 км², его протяженность вдоль Геналдонского ущелья (именуемая длиной) 3,6 км (это соответствует понятию ширины навала, по А.Н. Ромашову [1976]), мощность до 135–140 м (в среднем 60 м). Максимальная первоначальная мощность отложений – более 160 м [Васьков и др., 2008]. Объем завала составляет около 115 млн. м³ [Поповнин и др., 2003].

М.Ю. Никитиным и др. [2007, с. 10–13] подробно показана последовательность (стадийность) процессов формирования этого ледового тела.

В плане сопоставления характера процессов формирования этого тела (когда, по Л.В. Десинову [2015, с. 220], «селевая масса еще металась по долине...» и «именно в этой зоне поток растекается по котловине») с известными процессами формирования отложений направленных вулканических взрывов отметим, что даже в отсутствии текучих поверхностных вод, как установили И.В. Мелекесцев с соавторами [1970, с. 50], «материал взрывных отложений способен к движению и после выпадения из воздуха». Об этом же в приложении к глубоко изученным отложениям направленных техногенных взрывов пишет и А.Н. Ромашов [1976, с. 94]. Тем более такое движение ледово-каменного материала после его выпадения из воздуха должно было иметь место при формировании Кармадонского завала с учетом участия в его формировании текучих вод р. Геналдон и ее притока р. Кауридон, а также с

учетом очень важной механической роли Скалистого хребта, преградившего путь дальнейшему продольному (субмеридиональному) распространению основного количества материала взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка, особенно наиболее грубообломочной части этого материала, достигшей Кармадонской котловины.

В плане последующих геолого-географических реконструкций и интерпретаций важно подчеркнуть, что огромный объем Кармадонского навала, занимаемая им весьма значительная площадь распространения в Кармадонской (Канийской, Нижнеканийской) котловине, преимущественно ледовый, в том числе весьма крупноглыбовый, состав и другие особенности рассматриваемых отложений, включая их огромную локальную максимальную первоначальную мощность, превышающую 150 м, разумеется, не указывают на столь дальнейшее локальное распространение оледенения в данном районе, поскольку эти отложения находятся не в первичном автохтонном залегании (слагающий их материал является аллохтонным, аллогенным, переотложенным, а не автохтонным) – образование этих отложений обусловлено не гляциальными, не ледовыми климатическими условиями и связанными с ними соответствующими процессами горно-ледникового литогенеза, а поствулканическими газодинамическими процессами механогенного кластогенного осадконакопления, при котором состав накапливающегося материала определяется, прежде всего, исходным составом материала источников сноса, т.е. петрофондом [Бергер, 2009], и, в принципе, может быть, самым различным.

* * *

В середине 70-х годов прошлого столетия, когда многие факты, касающиеся сравнительно редких, но далеко не единичных гигантских пароксизмальных ледниковых катастроф и в той или иной мере различающихся по характеру протекания катастрофических пульсаций горных ледников, еще были недостаточно известны или даже вообще неизвестны, а изучение и объяснение подобных событий находились еще, по сути, на начальной стадии, К.П. Рототаев [1976] писал: «И уж совсем не согласуются с «классикой» такие факты, как наличие крупных массивов отторженных от современных ледников мореносодержащих льдов, тем более что теплообменные расчеты не подтверждают их древнего происхождения, а участки долин (до нескольких километров длиной), разделяющие ледник и массив «мертвого льда», содержат разновозрастные ледниковые отложения. Такими примерами могут служить ледниковая группа Квиш (наблюдения автора в 1953–1955 гг.), ледниковый комплекс Кюкюртлю (наблюдения 1955–1962 гг.), Ванчдара (1963–1974 гг.) и др.».

Но, конечно, особенно ярким и показательным из числа фактов подобного рода является в генетическом плане совершенно однозначный и очевидный тогда еще отсутствовавший факт образования в течение немногих минут 20 сентября 2002 г. гигантского массива мореносодержащего «мертвого льда» (завала, «квазиледника») в Кармадонской котловине на удалении порядка 15 км от прежнего контура (местонахождения, вместилища) ледника Колка, разрушение и практически мгновенный взрывоподобный направленный выброс которого привели к образованию этого ледового массива, подвергающегося, естественно, интенсивной абляции, но все еще существующего.

Ни предположения о воде как возможной причине столь быстрого и дальнего перемещения основного объема ледника Колка в Кармадонскую котловину, ни

различные импактные версии причин и механизма этого, ни, тем более, привлекаемые К.П. Рототаевым [1976] представления о классических подвижках памирского ледника Медвежий в 1963 г. и ледника Колка в 1969–1970 гг. не позволяют объяснить подобные факты: при обычных (типичных, классических) релаксационных склоново-гравитационных быстрых гляциодинамических подвижках (даже при явном значительном участии вулканических процессов в их иницировании, как это было, например, на ледниках Ключевской группы вулканов на Камчатке [Виноградов, 1974] и на острове Десепшен в Субантарктике, по сообщениям Т. Хьюза [1978] и Л.С. Говорухи [1987]) продвинувшийся язык ледника не теряет связи с основным ледником, большая нижняя (несущая) часть которого остается в пределах его старого основного (планового) контура. Таким образом, при таких подвижках (когда, кстати, максимальные скорости продвижения льда за пределы существовавшего до подвижки контура ледника не превышают 200–300 метров в сутки) не образуются крупные массивы мореносодержащего «мертвого льда», удаленные, оторванные (отторженные) от сохраняющегося старого ледника на несколько или более километров, в пределах которых ледниковое тело отсутствует (возможны лишь отдельные спорадические включения ледового или ледово-каменного обломочного материала, отложившиеся в этой зоне в ходе его субгоризонтальной транспортировки).

Объяснить подобные факты (в случаях, когда они достаточно явно выражены, когда подвергшийся разрушению исходный (старый) ледник не является висячим, крутосклонным и не имеет крутосклонных участков, а залегает весьма полого в углубленном ложе, подобно леднику Колка, и когда протяженная долина, разделяющая ледник и массив «мертвого льда», в основной своей части также является субгоризонтальной) можно только взрывоподобным направленным газодинамическим выбросом ледника (или его части), сопровождающимся чрезвычайно высокоскоростным преимущественно компактным переносом (перебросом) по воздуху огромных ледово-каменных масс. В случае Колкинской катастрофы 2002 г. такое заключение полностью подтверждается всеми весьма многочисленными фактическими данными.

С учетом вышеизложенного, специфической седиментологической особенностью ледниковых отложений, образующихся в результате взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника (которую необходимо иметь в виду, в частности, при палеогеографических реконструкциях), является *спорадический, прерывистый линейный характер распространения отложений* (его можно еще назвать *пунктирным*), обусловленный особым характером преимущественно компактной транспортировки обломочного ледникового материала, в основном, во взвешенном состоянии (с частичным осыпанием, сальтацией, перекачиванием и волочением), существованием между подвергшимся газодинамическому выбросу ледником и зоной аккумуляции основного количества выброшенного ледникового материала (навалом, по распространенной во взрывном деле терминологии) протяженной (многокилометровой) зоны транзита (чрезвычайно высокоскоростного инерциального движения выброшенного материала, в основном, по воздуху), в которой преобладают фиксируемые на склонах абразионные и экзарационные, а не аккумуляционные процессы. Последние носят второстепенный по масштабам локальный характер и проявляются также преимущественно на склонах в виде прерывистой фации маломощных эоловых (субаэральных) обломочных отложений

различного гранулометрического состава, наиболее часто – крупнозернистых, с весьма низкими показателями сортировки и окатанности.

* * *

Наряду с отмеченными выше основными фациями и субфациями отложений взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника, на всей площади распространения этих отложений, особенно в пределах эпицентральной зоны выброса и непосредственно вблизи от нее, на первом, относительно кратком, этапе существования этих отложений (гипергенно малоустойчивых, не сохраняющихся в течение длительного времени и в основной своей части, особенно ледовой по составу, не переходящих в ископаемое состояние) в том или ином количестве возникают и в течение некоторого времени существуют так называемые «муравьиные кучи» – весьма характерные для данного генетического типа образования. Их нахождение в значительном количестве, как это и было на днище (опустошенном ложе) выброшенного ледника Колка, представляет собой один из совершенно очевидных, явных показателей взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника.

Еще одним весьма специфическим, совершенно особым седиментационным типом вещественных образований, характерных для отложений взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника, является очень большое количество горнопородной пыли и ледяной крошки, представляющих собой прямой аналог хорошо известной в горном деле так называемой «бешеной муки», образующейся (иногда также в очень большом количестве) при взрывоподобных внезапных газодинамических выбросах, происходящих в подземных горных выработках.

В связи с присутствием «муравьиных куч» и «бешеной муки» в составе *различных* фаций отложений взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника их можно рассматривать в качестве особых, так сказать, *трансфациальных* образований этого генетического типа отложений. (Таким же, как углеродистая (при углеродистом составе исходного вещества) горнопородная пыль, но эфемерным, не сохраняющимся в отложениях, трансфациальным осадочным образованием является и генетически тождественная ей ледяная крошка, в большом количестве наблюдавшаяся в первые сутки после катастрофы, а затем быстро исчезнувшая (растаявшая) в силу своей термальной неустойчивости).

* * *

В плане нередко проводимого автором сопоставления взрывоподобных газодинамических выбросов и техногенных взрывов на выброс в целях внесения достаточной ясности в обсуждаемые вопросы необходимо заметить, что при техногенном взрыве в результате химических превращений взрывчатого вещества «образуются достаточно подвижные, имеющие большую скорость и несущие на себе значительную энергию взрывные газы. Эти газы быстро расширяются и передают среде, окружающей место взрыва, энергию своих молекул» [Покровский, 1980, с. 22 – выделено мной. – М.Б.]. Вызывающие же взрывоподобный газодинамический выброс природные газы *существуют изначально*; они образуются задолго (иногда, может быть, даже за миллионы лет) до выброса. После своего возникновения (или выделения в свободную фазу) они лишь перемещаются (мигрируют)

по законам фильтрации и диффузии в соответствии с фильтрационно-емкостными свойствами окружающей горнопородной среды и в том или ином количестве могут накапливаться под (за) непроницаемыми барьерами, образуя различные по объему газовые скопления. Дальнейшее определяется, главным образом, количеством и давлением природных газов в этих скоплениях и физико-механическими (плотностными, прочностными, реологическими) свойствами пород, слагающих эти барьеры.

Возникающее при этом газовое давление в некоторых случаях может значительно превышать по величине значения временного сопротивления на раздавливание вмещающих пород, а иногда, при дальнейшем развитии процессов, ведущих к увеличению газового давления, оно может превосходить и силу тяжести (геостатическое, в основном, литостатическое давление) локального непроницаемого барьера и силы его сцепления с боковыми породами.

В первом случае (при газодинамическом раздавливании пород) происходит образование того или иного количества так называемой «бешеной муки», во втором – происходит взрывоподобный газодинамический выброс (сопровождающийся, особенно при выбросах большой мощности, как известно, выносом огромного количества «бешеной муки» – углистой, терригенно-углеродистой или иной по составу весьма тонкодисперсной пыли, а также песчано-алевритовой и иной горнопородной, в том числе ледяной, крошки). В силу исключительно высокой транспортабельности «бешеная мука» и ледяная крошка получают очень широкое площадное распространение, выходящее за пределы площади распространения всех других отмеченных выше фаций отложений этого генетического типа.

В значительной мере трансфациальными являются и весьма характерные для отложений направленных взрывоподобных газодинамических выбросов (а также направленных вулканических взрывов) именно ледников гигантские ледяные и ледово-каменные глыбы, присутствующие в составе отложений различных фаций, на различном удалении от эпицентра выброса – и в непосредственной близости от него (так называемые «останцы»), и на весьма значительном, многокилометровом расстоянии от него в основной зоне аккумуляции выброшенного материала, а также перенесенный, в основном, по воздуху средне- и крупнообломочный каменный материал, преимущественно песчано-дресвяный, различных первичных источников.

Отмеченный выше весьма специфический по характеру набор (парагенезис) разнофациальных и трансфациальных континентальных отложений, безусловно, заслуживает выделения в качестве нового, ранее не известного генетического типа осадочных образований, который, с учетом механизма и условий его возникновения, может быть назван *газогляциодинамическим*.

Кратко охарактеризованные выше в данной работе литологически и генетически весьма специфические отложения, образованные (и это важно) *синхронно* с исчезновением ледника Колка (в основном, за счет материала этого ледника) и возникновением на его месте гигантской полости (морфология которой характеризуется в разных работах не вполне одинаково), – результат, безусловно, одного единого грандиозного процесса *взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника*, совершенно бесспорное однозначное свидетельство именно такого характера Колкинской (Геналдонской, Кармадонской) ледниковой катастрофы в её эпицентральной и сопредельной с ней области (до Кармадонских ворот).

Литература

1. Бергер М.Г. Седиментологическая система минералов и фундаментальные основы терригенной минералогии. – М.: ЛЕНАНД, 2009. – 272 с.
2. Васьков И.М., Турлов С.А., Валиев А.Л. Последствия Геналдонской катастрофы 20 сентября 2002 г.: вчера, сегодня, завтра // 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. 122–144.
3. Виноградов В.Н. Подвижки ледников на Ключевской группе вулканов (Камчатка) // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. – 1974. – Вып. 24. – С. 137–139.
4. Говоруха Л.С. Оледенение и вулканизм о. Десепшен в Субантарктике // Материалы гляциологических исследований. – 1987. – Вып. 60. – С. 61–68.
5. Десинов Л.В. Анализ катастрофического высокоскоростного вытеснения ледника Колка на Кавказе в 2002 году на основе сводки фактических данных // Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные геологические процессы природного и техногенного характера на Кавказе / Материалы Всероссийской научной конференции (Владикавказ, 1–3 октября 2014 г.). – Владикавказ: ВНИЦ РАН, 2015. – С. 197–222.
6. Докучаев М.М., Родионов В.Н., Ромашов А.Н. Взрыв на выброс. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 108 с.
7. Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. – М.: Наука, 1970. – 104 с.
8. 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.
9. Петухов И.М., Линьков А.М. Механика горных ударов и выбросов. – М.: Недра, 1983. – 280 с.
10. Покровский Г.И. Взрыв. 4-е изд. – М.: Недра, 1980. – 190 с.
11. Поповнин В.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. Гляциальная катастрофа 2002 года в Северной Осетии // Криосфера Земли. – 2003. – Т. VII. №1. – С. 3–17.
12. Ромашов А.Н. Особенности развития выброса породы при взрывах на склоне // Разрушение и деформирование твердой среды взрывом. Взрывное дело. Сборник №76/33. – М.: Недра, 1976. – С. 85–97.
13. Ромашов А.Н. Особенности действия крупных подземных взрывов. – М.: Недра, 1980. – 244 с.
14. Рототаев К.П. По следам ледниковых загадок // Побезденные вершины, 1973–1974. – М.: Мысль, 1976. – С. 65–80.
15. Хьюз Т. Выступление на обсуждении докладов международного семинара «Механизм колебаний ледников» // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. – 1978. – Вып. 33. – С. 127.
16. Черниговский А.А. Применение направленного взрыва в горном деле и строительстве. Изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Недра, 1976. – 319 с.
17. Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф. – М.: Научный мир, 2005. – 184 с.

BLASTLIKE DIRECTED DEPOSITS OF THE GLACIER GAS-DYNAMIC EJECTION - THE NEW GENETIC TYPE OF SEDIMENTARY FORMATIONS

© 2016 M.G. Berger^{1,2}, Sc. Doctor (Geol.-Min.), professor

¹North-Caucasian Innovation Center «Sustainable Development of Mountain Territories», 362021, Russia, RNO-Alania, Vladikavkaz, Nikolayev str., 44,
e-mail: conf@skgmi-gtu.ru;

²Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, 93 a, Markov str.,
e-mail: berger7@rambler.ru

Specific signs of blastlike directed deposits of the Kolka glacier gas ejection are noted. Main facies and subfacies of these deposits are highlights. Their gas-dynamic, rather than slope-gravitational nature are shown.

Keywords: Glacier Kolka, blastlike directed gas-dynamic ejection, facies, subfacies, Genesis, transfacial composition

УДК 551.559, 504.3.054

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ДЛИНЫ УЛИЦ И ВЫСОТЫ ДОМОВ НА ДВИЖЕНИЕ ВОЗДУХА

© 2016 М. В. Волик^{1,2}, Е. С. Каменецкий², д.ф.-м.н., проф., А. Г. Кусраев³, д.ф.-м.н., проф., Н. С. Орлова^{1,2}, к.т.н., Ш. С. Хубежты², д.ф.-м.н., проф.

¹Финансовый университет при Правительстве Российской Федерации, 362002, Россия, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7, e-mail: volikmv@mail.ru;

²Южный математический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», 362027, Россия, г. Владикавказ, ул. Маркуса, д. 22, e-mail: esk@smath.ru;

³ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук (ВНЦ РАН), 362027, Россия, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: KAG@smath.ru

В работе проводится сравнение результатов математического моделирования аэродинамики уличных каньонов. Исследовано влияние длины уличного каньона и высоты домов на характеристики воздушного потока в городской застройке. Показано, что изменение конфигурации городской застройки приводит не только к количественному, но и к существенному качественному изменению картины течения воздуха и его скорости. Результаты могут быть использованы для решения широкого класса геолого-геофизических и геоэкологических задач (прогнозирование и оценка последствий чрезвычайных ситуаций, концентраций загрязняющих веществ и др.).

Ключевые слова: геолого-геофизические задачи, ландшафт, математическое моделирование; аэродинамика; уличный каньон; движение воздуха.

Исследование распространения газообразных загрязняющих веществ, выбрасываемых автомобилями, число которых катастрофически увеличивается на улицах городов, а также стационарных или аварийных выбросов производственными предприятиями является одной из приоритетных научных задач, направленных на обеспечение экологической безопасности страны [О приоритетных..., 2014]. Величина концентрации загрязняющих веществ зависит не только от интенсивности движения автотранспорта, но и от характеристик воздушного потока в городской застройке. Для определения областей, в которых могут скапливаться загрязняющие вещества необходимо получить картину течения воздуха внутри улиц и над ними [Волик, 2014, 2016; Каменецкий и др., 2014; Орлова, Волик, 2015; Britter, Hanna, 2003; Hong Cheng, 2002; Kastner-Klein, Rotach, 2004; Oke, 1988].

Расчет на ветровые нагрузки является одной из основных при проектировании зданий и сооружений, в особенности, повышенной этажности. Используемые на практике методики рассматривают здание независимо от окружающей среды, однако городской ландшафт может оказывать значительное влияние на динамические характеристики ветровых нагрузок.

В настоящее время математическое моделирование аэродинамики городской застройки позволяет с минимальными затратами выявлять и решать задачи экологического характера. Современная вычислительная техника позволяет осуществлять трехмерное моделирование элементов городской застройки.

Такое моделирование:

- позволяет визуализировать пространственную информацию в трехмерные модели объектов для решения задач проектирования, реконструкции, ремонта конкретных объектов инфраструктуры на участках градостроительной деятельности,
- является инструментом визуально-ландшафтного анализа для определения возможностей и путей адаптации планируемых градостроительных вмешательств,
- позволяет выполнить мониторинг объектов во времени: современное состояние, неосуществленные проектные решения или перспективные проектные предложения.

Трехмерное моделирование физических процессов в городской застройке используется при решении задач прогнозирования и оценки рисков последствий чрезвычайных ситуаций, определения зон высоких скоростей ветра и концентраций загрязняющих веществ и т. д.

Использование свободного программного обеспечения – открытых пакетов OpenFoam (Open Field Operation and Manipulation), Dolphyn, Salome, Engrid, Paraview и других – позволяет существенно снизить финансовые и временные затраты при решении трехмерных задач. В данной работе математическое моделирование течения воздуха в городской застройке проводилось с помощью свободно распространяемого пакета OpenFoam, который работает под различными версиями открытой операционной системы Linux (OpenSuse, Centos, Ubuntu, Fedora, Debian и другие). Для уменьшения затрат машинного времени при проведении вычислительных экспериментов были использованы многопроцессорные технологии и удаленный доступ к ресурсам Web-лаборатории UniHUB (www.unihub.ru) по программе «Университетский кластер» (www.unicluster.ru). Структура OpenFoam является полностью модульной, каждый этап численного решения базовых уравнений: дискретизация расчетной области (создание сетки), дискретизация уравнений по времени и пространству, методы решения систем линейных алгебраических уравнений, граничные условия (в том числе пристеночные функции), модели турбулентности, контроль качества сетки выносятся в отдельный модуль. В качестве постпроцессора для визуализации результатов расчетов использован пакет ParaView, интегрированный в OpenFoam и UniHUB. ParaView позволяет построить линии тока, графики по одной или нескольким величинам, рассчитать средние значения по объему или поверхности, рассчитать перепад давления, экспортировать данные в файлы и т. д. [Крапошин, 2016]

Решаемая в OpenFoam задача обязательно содержит: начальные и граничные условия; расчетную сетку, а также физические свойства и параметры интегрирования уравнений [Волик, 2014, 2016; Каменецкий и др., 2014; Крапошин, 2016; Орлова, Волик, 2015]. Для проведения вычислительных экспериментов использовался стандартный решатель PimpleFoam для турбулентного течения жидкости, в котором применяется алгоритм связи скорости и давления Pimple. Предполагалось, что движущийся воздух является несжимаемой жидкостью. Система уравнений включала уравнение неразрывности

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (1)$$

и уравнение изменения импульса

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla \vec{U} - \nabla \cdot ((\nu + \nu_t) \nabla \vec{U}) = -\frac{1}{\rho} \nabla P, \quad (2)$$

где U – вектор скорости (м/с), t – время (с), P – давление ($\text{м}^2/\text{с}^2$), ρ – плотность воздуха ($1,2 \text{ кг}/\text{м}^3$), ν – ламинарная вязкость ($\text{м}^2/\text{с}$), ν_t – турбулентная вязкость ($\text{м}^2/\text{с}$).

Турбулентность моделировалась с использованием стандартной $K - \varepsilon$ модели, для которой решались уравнения для кинетической энергии турбулентности

$$\frac{\partial}{\partial t} K + \frac{\partial}{\partial x_i} (KU_i) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_k} \right) \frac{\partial K}{\partial x_j} \right] + P_k - \varepsilon \quad (3)$$

и скорости ее диссипации

$$\frac{\partial}{\partial t} \varepsilon + \frac{\partial}{\partial x_i} (\varepsilon U_i) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right] + \tilde{N}_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{K} P_k - C_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{K}, \quad (4)$$

где K – энергия турбулентности ($\text{м}^2/\text{с}^2$), ε – скорость диссипации энергии турбулентности ($\text{м}^2/\text{с}^3$), P_k – скорость порождения энергии турбулентности.

Турбулентная вязкость определяется как: $i_t = \tilde{N}_\mu \frac{K^2}{\varepsilon}$

Начальные значения для K и ε выбираются на основе следующих формул:

$$K = \frac{1}{2} (U_x'^2 + U_y'^2 + U_z'^2), \quad \varepsilon = \frac{C_\mu^{0.75} K^{3/2}}{l}, \quad \text{где } U_x', U_y', U_z' - \text{усредненные квадраты пульсационных компонент скорости в направлениях } x, y \text{ и } z \text{ соответственно.}$$

Предполагалось, что начальная турбулентность изотропна, т.е. $U_x' = U_y' = U_z'$ и равна 5% от скорости воздуха на входе, а длина l равна расстоянию от нижней границы расчетной области до верхней. Тогда $K = 0.375$ ($\text{м}^2/\text{с}^2$), $\varepsilon = 0.001$ ($\text{м}^2/\text{с}^2$). [Волик, 2014, 2016; Каменецкий и др., 2014; Орлова, Волик, 2015]

В расчетах использованы следующие безразмерные константы $C_\mu = 0.09$, $\kappa = 0.41$, $E = 9.8$, $C_{1\varepsilon} = 1.44$, $C_{3\varepsilon} = 0.09$, $C_{2\varepsilon} = 1.92$. [Волик, 2014, 2016; Каменецкий и др., 2014; Орлова, Волик, 2015].

Использовались следующие граничные условия:

- для скорости: на входе фиксированное значение (1 м/с); на верхней и выходной границах – нулевой градиент ($\frac{\partial U}{\partial n} = 0$); на стенках домов и дне уличного каньона – фиксированное значение, равное нулю;
- для избыточного давления: на входе, верхней и нижней границах принимался нулевой градиент ($\frac{\partial P}{\partial n} = 0$), а на выходе – фиксированное значение, равное нулю;
- для турбулентной вязкости: на входе, выходе и верхней границе – значения получены по $K - \dot{a}$ модели, на нижней границе (стенках) – использовалась пристеночная функция `nutkWallFunction`;
- для энергии турбулентности: на входе – фиксированное значение $K = 0,375$, на выходе и верхней границе – нулевой градиент ($\frac{\partial K}{\partial n} = 0$), на нижней границе – пристеночная функция `kqRWallFunction`;
- для скорости диссипации энергии турбулентности: на входе – фиксированное значение $\varepsilon = 0,001$, на выходе и верхней границе – нулевой градиент ($\frac{\partial \dot{a}}{\partial n} = 0$), на нижней границе – пристеночная функция `epsilonWallFunction` [Волик, 2014,

2016; Каменецкий и др., 2014; Орлова, Волик, 2015].

Было проведено сравнительное исследование трех конфигураций городской застройки. Первая из них состояла из расположенных последовательно по потоку трех домов, имевших форму кубов, размеры которых составляли $1 \times 1 \times 1$ м (рис. 1). В работе [Волик, Солаева, 2013] показано, что изменение размеров домов при сохранении соотношения их высоты и ширины не оказывает значительного влияния на характер течения воздуха внутри улиц и за застройкой. При этом использование меньших размеров домов и, соответственно, расчетной области позволяет значительно уменьшить время расчетов.

Во всех вариантах расчетов моделировался поток воздуха слева направо. Ось X была направлена перпендикулярно улицам, ось Y – вдоль улиц, ось Z – вертикально вверх. Расстояние от входной границы до первого дома выбиралось равным десяти его высотам, расстояние от третьего дома до выходной границы – двадцати высотам, расстояние от нижней границы расчетной области до верхней – шести высотам, расстояние от застройки до боковых границ – двум высотам, расстояние между домами – двум высотам. Серия вычислительных экспериментов проводилась для интервала времени от 0 до 20 с. (с шагом 0,001 с.).

На рис. 1 показаны линии тока для фрагмента расчетной области. Видно, что поток затягивается в промежуток между домами таким образом, что на их подветренной стороне образуются вихри почти симметричные относительно плоскости проходящей через центр домов вдоль основного потока. Эти вихри занимают примерно половину расстояния между домами. Дома на наветренной стороне обтекаются воздухом сверху и сбоку без образования вихрей. Над домами наблюдаются небольшие вихревые структуры.

Рассмотренная конфигурация городской застройки, состоящая из трех последовательно расположенных домов в форме куба, чаще всего используется для тестирования математических моделей и экспериментальных исследований в аэродинамических трубах.

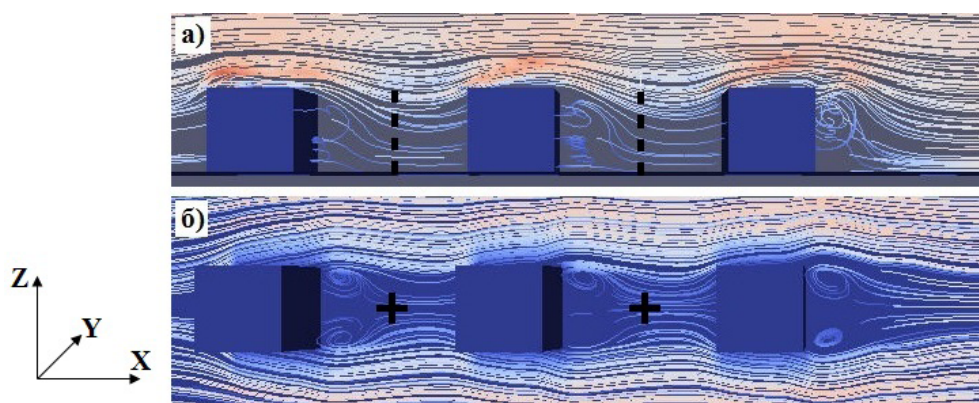


Рис. 1. Линии тока для фрагмента расчетной области, состоящей из трех домов в форме куба: вид сбоку (а) и сверху (б)

На рис. 2 представлены линии тока, полученные при расчетах аэродинамики городской застройки, состоящей из расположенных последовательно по потоку трех домов в форме параллелепипедов, размеры которых составили $1 \times 10 \times 1$ м.

В этом случае внутри улиц образуются спиралевидные вихри не симметричные относительно вертикальной плоскости, проходящей через центр домов. Поток воздуха затекает внутрь улиц в основном сбоку. Вихри над домами не образуются. Картина течения существенно нестационарна. Оси вращения вихревых структур

со временем меняют свою ориентацию в пространстве.

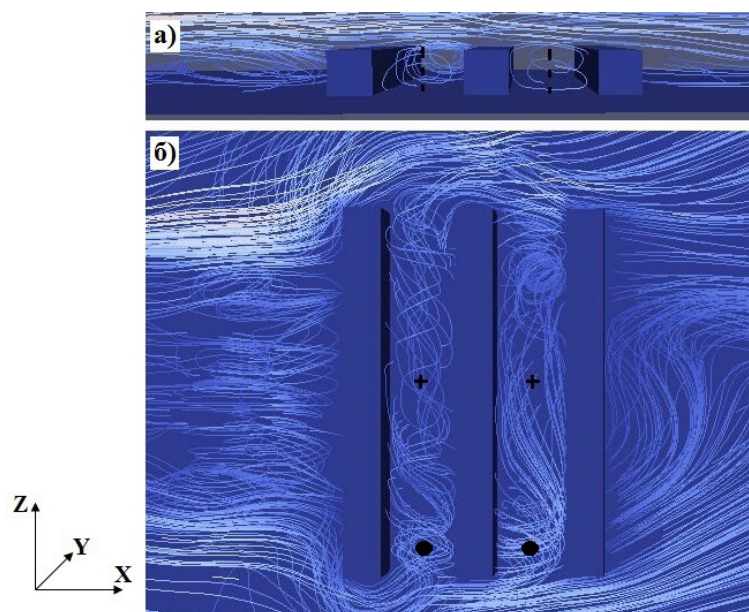


Рис. 2. Линии тока для фрагмента расчетной области, состоящей из трех домов одинаковой высоты в форме параллелепипеда: вид сбоку (а) и сверху (б)

В третьем варианте расчетов исследовалось обтекание застройки из трех параллельных домов, средний из которых имел большую высоту. На рис. 3 представлен фрагмент расчетной области для такой городской застройки. Размеры первого и третьего домов составили $1\text{ м} \times 10\text{ м} \times 1\text{ м}$, а второго по потоку дома – $1\text{ м} \times 10\text{ м} \times 2\text{ м}$.

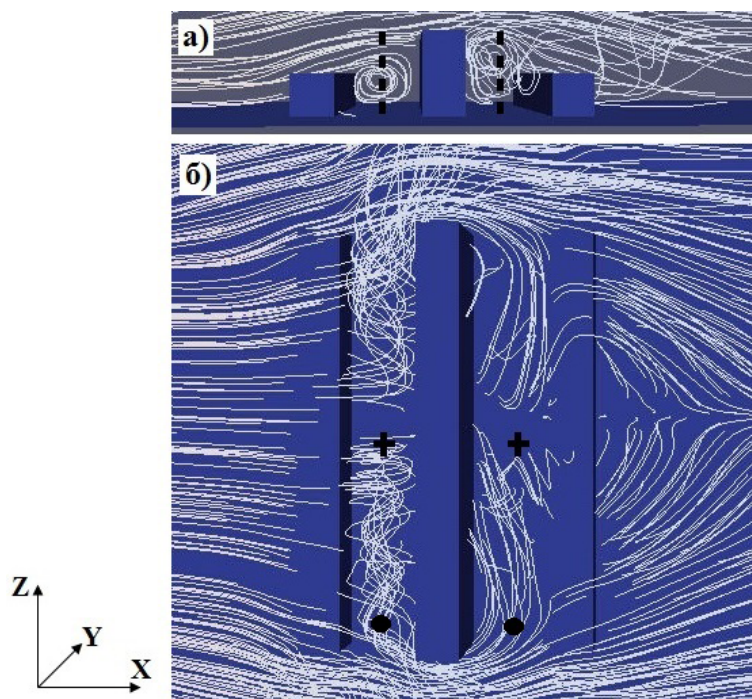


Рис. 3. Линии тока для фрагмента расчетной области, состоящей из трех домов в форме параллелепипеда, с высоким домом между улиц: вид сбоку (а) и сверху (б)

В этом случае вихревые структуры между домами более симметричны. В уличный каньон перед более высоким домом воздух затекает сверху. В этом каньоне возникают вихри, из которых воздух выносится в улицы, ориентированные вдоль направления ветра над домами. В улице за высоким домом возникают сложные

многовихревые структуры, в которые воздух засасывается из поперечных улиц, а затем вытекает из уличного каньона над более низким домом, расположенным на наветренной стороне улицы.

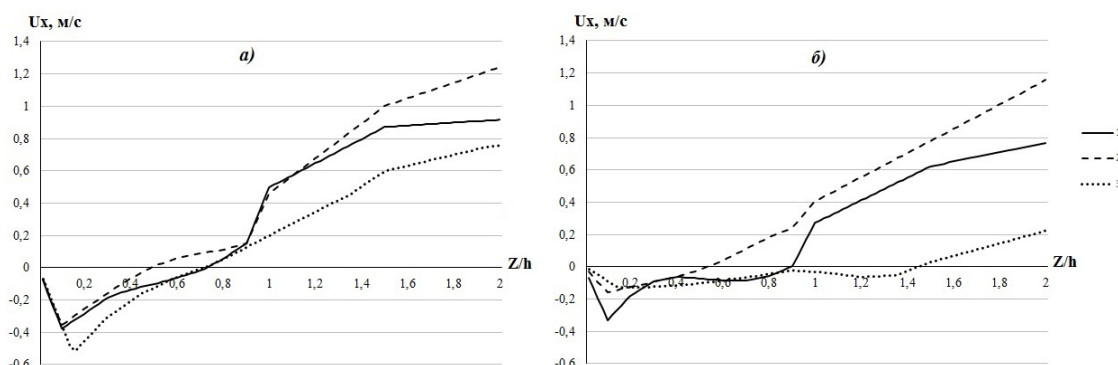


Рис. 4. Распределение горизонтальной составляющей скорости воздуха по высоте в центре улиц, расположенных выше (а) и ниже (б) по потоку. Кривые 1 соответствуют результатам расчетов для городской застройки с домами в форме кубов, кривые 2 – с домами в форме параллелепипедов одинаковой высоты, кривые 3 – с высоким домом между улиц.

На рис. 4 представлено изменение горизонтальной составляющей скорости воздуха по высоте в центре исследуемых улиц (на рис. 1-3 рассматриваемое сечение отмечено + и пунктирной линией). В качестве масштаба длины h выбрана высота одинаковых домов. Кривые 1 соответствуют результатам расчетов для городской застройки, состоящей из трех домов в форме кубов одинаковой высоты, кривые 2 – для городской застройки, состоящей из трех домов в форме параллелепипедов одинаковой высоты, кривые 3 – для городской застройки, состоящей из трех домов в форме параллелепипедов с высоким домом между улицами.

Видно, что изменение горизонтальной составляющей скорости в этих сечениях в целом подобны во всех вариантах расчетов. В случае длинных улиц с одинаковой высотой домов по их сторонам в этих сечениях наблюдается явно выраженный вихрь с горизонтальной осью вращения. При застройке в виде кубов или с более высоким домом внутри улиц в этих сечениях течение в основном возвратное. Важно отметить, что скорость возвратного течения в улице, расположенной ниже по потоку для длинных улиц независимо от высоты дома, разделяющего улицы, существенно ниже, чем в улице, расположенной выше по потоку. Это значит, что проветриваемость параллельных улиц существенно отличается и причиной этих отличий не является только экранирование воздушного протока более высокими домами.

На рис. 5 представлено изменение горизонтальной составляющей скорости воздуха по высоте на краю исследуемых улиц с домами в форме параллелепипедов (на рис. 2-3 рассматриваемое сечение отмечено • и пунктирной линией и находится на расстоянии 1 м от края улиц). Кривые 1 соответствуют результатам расчетов для городской застройки, состоящей из трех домов в форме параллелепипедов одинаковой высоты, кривые 2 – для городской застройки, состоящей из трех домов в форме параллелепипедов с высоким домом между улицами.

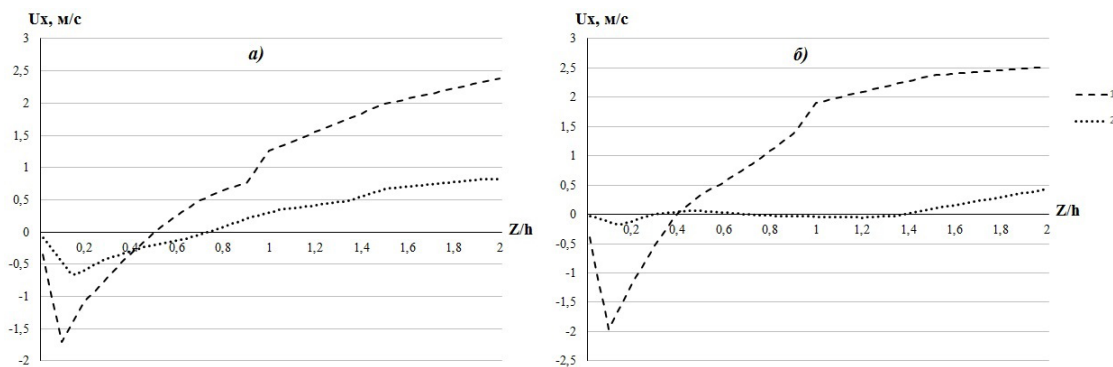


Рис. 5. Распределение горизонтальной составляющей скорости воздуха по высоте в центре сечения вдоль оси X на расстоянии 1 м от края улиц, расположенных выше (а) и ниже (б) по потоку. Кривые 1 соответствуют результатам расчетов для городской застройки с домами в форме параллелепипедов одинаковой высоты, кривые 2 – с высоким домом между улиц.

На краю улиц, расположенных выше по потоку, в обоих случаях образуются вихри с горизонтальной осью вращения. В случае если, улицы разделяются более высоким домом, интенсивность вихря меньше и центр его расположен выше, почти на уровне крыш низкого дома. В том же сечении улицы, расположенной ниже по потоку, вихрь с горизонтальной осью вращения образуется только при одинаковой высоте домов. Если высота домов разная, горизонтальная скорость воздуха в этом сечении практически равна нулю, что может свидетельствовать о вихревом движении, ось которого расположена в плоскости XZ . Полученные результаты указывают на ухудшение проветриваемости улиц при разной высоте домов.

Таким образом, результаты приведенных вычислительных экспериментов показали, что изменение конфигурации городской застройки приводит не только к количественному, но и к существенному качественному изменению картины течения воздуха и его скорости. Это означает, что при проектировании застройки новых микрорайонов или перепланировки старых целесообразно проводить трехмерное математическое моделирование для сравнения предполагаемых вариантов застройки с точки зрения рассеяния газообразных загрязняющих веществ, выбрасываемых автотранспортом и другими источниками загрязнений, а также уровня комфорта проживания населения.

Литература

1. Волик М.В. Исследование влияния длины улиц на течение воздуха в них // Труды ИСП РАН. – Том 26, вып. 5. – 2014. – С. 201-211.
2. Волик М.В. Численное моделирование распространения загрязняющих веществ, выбрасываемых низко расположенными источниками, внутри улиц // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. – 2016. – № 1 (69). – С. 20-27.
3. Волик М.В., Солаева З.Г. Использование информационных технологий для математического моделирования течения воздуха // Информационные технологии в науке, бизнесе и образовании (Технологии безопасности): Сборник трудов VI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – М.: Изд-во Финансового университета, 2013. – С.147-150.
4. Каменецкий Е.С., Волик М.В., Тагиров А.М. Математическое моделирование распространения загрязняющих веществ, выбрасываемых автотранспортом // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН, № 6 (62), 2014 г. – С. 23-32.

5. Крапошин М.В., Самоваров О.И., Стрижак С.В. Пакет OpenFoam: численное моделирование задач МСС // Материалы школы-семинара «Основы использования OpenFoam, Salome, ParaView», https://unihub.ru/tools/unicfdc1/svn/trunk/Version2/Pdf/day1_2_4-OpenFOAM-Base.pdf (дата обращения 13.11.2016).

6. О приоритетных научных задачах, для решения которых требуется задействовать возможности федеральных центров коллективного пользования научным оборудованием. 08.02.2014 г. URL: <http://government.ru/orders/10326/#dev> (дата обращения 13.11.2016).

7. Орлова Н. С., Волик М. В. Моделирование распространения загрязняющих веществ, выбрасываемых низко расположенными источниками после их устранения // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах: Международная научная школа молодых ученых; 11-12 ноября 2015 г., Москва: Сборник тезисов. – М.: МАКС Пресс, 2015. – С. 117-119.

8. Britter R. E., Hanna S. R. (2003) Flow and Dispersion in Urban Areas // Annual Review of Fluid Mechanics. Vol. 35, pp. 469-497.

9. Hong Cheng, Castro I.P. (2002) Near wall flow over Urban-like roughness // Boundary-Layer Meteorology. Vol. 104, pp. 229-259.

10. Kastner-Klein P., Rotach M. W. (2004) Mean flow and turbulence characteristics an Urban roughness sublayer // Boundary-Layer Meteorology. Vol. 111, pp. 55-84.

11. Oke T.R. (1988) Street Design and Urban Canopy Layer Climate // Energy and Buildings. Vol. 11 (1988), pp. 103-113.

STUDY OF STREETS LENGTH AND HEIGHT OF HOUSES INFLUENCE ON THE AIR MOVEMENT

© 2016 M. V. Volik^{1,2}, E. S. Kamenetsky², Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof.,
A. G. Kusraev³, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., N. S. Orlova^{1,2}, Sc. Cand. (Tech.),
Sh. S. Khubezhty², Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof.

¹Financial University under the Government of RF, Russia, 362002, Vladikavkaz,
Molodezhnaya street, 7, e-mail: volikmv@mail.ru;

²South Mathematical Institute of VSC RAS, Russia, 362027, Vladikavkaz, Markusa
street, 22, e-mail: esk@smath.ru;

³Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Russia, 362027,
Vladikavkaz, Markusa street, 22, e-mail: KAG@smath.ru

The paper compares the results of street canyons aerodynamics mathematical modeling. The effect of the length of the street canyon and the height of the houses on characteristics of air flow in urban canopy is investigated. It is shown that the change in the configuration of urban canopy leads not only to a quantitative but also a significant qualitative change in the pattern and speed of air flow. Results can be used to solve a wide range of geologic-geophysical and geocological problems (prediction and assessment of consequences of emergency situations, concentrations of polluting substances, etc.).

Keywords: geological-geophysical tasks, landscape, mathematical modeling; aerodynamics; street canyon; air flow.

УДК 624.131:504.55

СИСТЕМНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ МИКРОСТРУКТУР ЛЕССОВЫХ ГРУНТОВ СЕВЕРНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ИХ ДИНАМИКА В ХОДЕ ПРИРОДНОГО САМОУПЛОТНЕНИЯ

© 2016 А.В. Гридневский, к.г.-м.н.

Академия строительства и архитектуры Донского государственного технического университета, 344022, Россия, г. Ростов-на-Дону, ул. Социалистическая, 162, e-mail: a328@ya.ru

На примере лессовых грунтов Северного Предкавказья иллюстрируется возможность количественного анализа многоуровневой организации микроструктур в аспекте их структурной прочности. С этой целью исследовался микрорельеф поверхностей разрушения образцов при разных увеличениях. Установлены параметры состояний микроструктур, изменяющиеся в ходе природного самоуплотнения лессовых грунтов.

Ключевые слова: микрорельеф поверхности разрушения, микроструктура, растровая электронная микроскопия, энтропия, просадочность, лессы.

Лессовые грунты широко распространены в Северном Предкавказье и других районах юга России. В субаэральной зоне верхнечетвертичная часть лессового массива обладает большой пористостью, недоуплотнена и при замачивании проявляет просадочные деформации. Для среднечетвертичных и нижнечетвертичных отложений характерна более высокая влажность или полное водонасыщение, повышенные статические нагрузки. Для них свойственна большая плотность и возможно отсутствие просадочных свойств.

Деформации лессовых грунтов при замачивании развиваются по трудно предсказуемому сценарию, обусловленному структурно-минеральными особенностями [Гридневский, 2014]. Механизм этого процесса исследуют с помощью микроструктурного анализа [Булыгина и др., 2013], включающего численное и физическое моделирование [Zourmpakis et al., 2003]. Обработка микроскопических изображений сопровождается трудностью идентификации элементов структуры – морфологии микроагрегатов и порового пространства [Ping et al., 2016].

В данной работе анализируются просадочные деформации грунтов как процесс трансформации многоуровневой структуры с точки зрения динамики и локализации прочности контактов между структурными элементами. Методика количественного анализа микроструктур основана на взаимосвязи морфологии поверхности разрушения грунта и пространственного распределения прочности структурных связей. Теоретически прочность корпускулярных систем исследовалась под руководством П.А. Ребиндера [Ребиндер, 1979]. Для модели твердого корпускулярного тела сопротивление разрушению определяется числом контактов в единице сечения и средней прочностью индивидуального контакта. Эта идея применена в работах В.И. Осипова и В.Н. Соколова при исследовании прочности глинистых грунтов [Осипов, Соколов, 2013]. Процесс разрушения образцов рассматривается нами как тест, позволяющий вскрыть отношение структурных связей к усилию разрыва и оценить их относительное распределение по прочности и в пространстве. Морфо-

логия поверхности скола обусловлена структурно-минеральными особенностями и должна тесно коррелировать с деформационно-прочностными свойствами.

Для исследования отобраны лессовидные суглинки природного сложения Северного Предкавказья и Нижнего Дона: г. Буденновск, г. Кропоткин, п. Старомарьевка, п. Орловский, г. Волгодонск, п. Мержаново и др. Грунты отбирались из зон аэрации, капиллярной каймы и обводнения. Осредненные показатели свойств грунтов приведены в таблице 1.

Таблица 1

Осредненные показатели физико-механических свойств лессовых грунтов

Н, м	ρ_d , г/см ³	n, %	I_p , %	S_r , ед.	E_o , мПа	E_o^B , мПа	ε_{sl} , %
8,5	1,50	43,9	13	0,51	12,7	4,8	4,1
18,0	1,53	43,1	14	0,54	18,0	9,8	0,5
27,0	1,65	38,7	13	0,96	-	11,6	0,0

Примечание. Н – глубина отбора образца; ε_{sl} – относительная деформация просадочности при нагрузке 0,3 мПа; ρ_d – плотность сухого грунта, г/см³; n – пористость, %; I_p – число пластичности, %; S_r – коэффициент водонасыщения, ед.; E_o и E_o^B – компрессионные модули общей деформации при естественной влажности и в условиях замачивания соответственно.

Предварительно высушенные образцы вырезались в виде прямоугольных призм сечением 8x8 мм². Поверхность разрушения готовилась раскалыванием образцов по линейным надрезам – концентраторам напряжений. Микрорельеф поверхностей разрушения (далее МПР) исследовался по наиболее характерным участкам методом растровой электронной микроскопии при увеличениях 50, 100, 250 крат. Уровни организации микроструктур (младший, средний и старший) отображались в грубом, среднем и мелком микрорельефах соответственно (табл. 2). Для количественного описания рельефа формировались стереоизображения. С помощью стереокомпаратора по ним строились профили МПР (900 точек на образец), используемые для оценки энтропии (H) высотных отметок [Шеннон, 1963], ее относительного значения (H/H_{max}) и степени организованности микрорельефа ($1-H/H_{max}$). Значения степени организованности микрорельефа O_r варьируют от 0,2 до 0,7. Минимальная упорядоченность рельефа характерна для супесей и легких суглинков зоны аэрации, максимальная – для более плотных грунтов с высокой дисперсностью и однородностью, а также насыщенных гидрофильными глинистыми минералами. Иерархическая организация структур оценивалась показателями O_r микрорельефов I, II, III порядка (табл. 2).

Таблица 2

Уровни микроструктур грунтов и МПР

Уровень микроструктуры	Измеряемые элементы микрорельефа, мкм	Порядок рельефа	Увеличение микроскопа, крат
Младший	300–400	Грубый (I)	50
Средний	100–200	Средний (II)	100
Старший	1–80	Мелкий (III)	250

Результаты исследований. Визуализация микроструктурного анализа выполнена в трех координатах: коэффициента водонасыщения грунтов (S_r), нагрузки от

собственного веса (P) и степени организованности (O_r) МПР I, II и III порядков.

Элементы МПР I порядка интенсивно меняются при средней степени водонасыщения грунтов ($S_r = 0,5 \div 0,7$) и незначительном возрастании статических нагрузок ($0,1 \div 0,2$ мПа). Параметр O_r увеличивается от 0,3 до 0,5 (рис. 1). При невысокой влажности грунта разрушение структуры происходит в межагрегатном пространстве – зоне невысокой концентрации контактов частиц и наибольшего напряжения на них. С ростом влажности формируется более компактная упаковка крупных структурных элементов (300-400 мкм), которая повышает упорядоченность МПР.

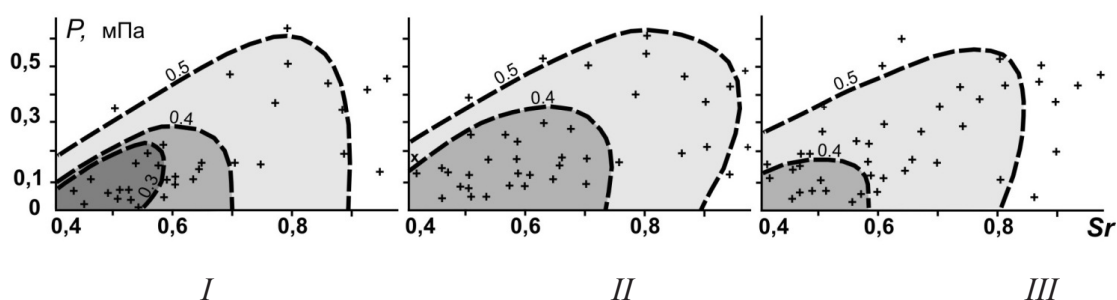


Рис. 1. Распределение степени организованности разных уровней микроструктур грунтов: штриховые линии – изолинии значений степени организованности рельефа поверхности разрушения (O_r); P , S_r – статическая нагрузка, мПа и коэффициент водонасыщения, ед. в точке отбора образцов; порядок микрорельефа поверхностей разрушения: I – грубый, II – средний и III – мелкий соответственно; штриховые линии – значения степени организованности МПР

Более сглаженным является МПР II порядка. Степень организованности его изначально выше ($O_r = 0,4$) и менее чувствительна к увеличению нагрузки (рис. 1). Сравнение показывает, что градиенты O_r при изменении статических нагрузок для МПР I и II порядков составляют 0,4 и 0,2 соответственно. Подобный эффект можно связать с большей прочностью микроагрегатов с размерами 100-200 мкм.

При разрушении микроагрегатов размером 10-80 мкм формируется МПР III порядка. Высокая степень организованности сохраняется в наиболее широком диапазоне влажности и статических нагрузок. Она обусловлена высокой концентрацией контактов и более однородным распределением прочности связей в структурных элементах. Кроме этого, микрорельеф III порядка в значительной степени определяется размерами структурных элементов грунта – пылеватых частиц, которые не разрушаются при раскалывании образца и ограничивают формирование его высокой неоднородности.

Из рисунка 1 видна тенденция увеличения степени организованности МПР от I к III порядку, которая обусловлена снижением вариаций размеров структурных элементов и способов их пространственного взаимодействия.

Совмещение графиков, приведенных на рисунке 1, позволяет идентифицировать условия увлажнения и статического напряжения в грунтовой толще, при которых параметры O_r первых двух уровней МПР сближаются (рис. 2). Этот эффект можно интерпретировать как нивелирование прочности контактов между частицами грунтов одновременно на нескольких уровнях микроструктур. Степень организованности МПР III порядка изначально имеет более высокие значения и демонстрирует инертность в полях влажности и давления. Такой эффект можно объяснить необходимостью большей энергии для разрушения структурных элементов этого уровня.

Интересно отметить, что параметры O_r могут иметь как низкие, так и высокие

значения. Как видно из рисунка 2, при минимальных значениях влажности и статической нагрузки степень организованности МПР наименьшая – $0,3 \div 0,4$. Она соответствует зоне аэрации грунтовой толщи, в которой недоуплотненные просадочные грунты находятся в неравновесном состоянии. В более глубоких и увлажненных частях массива прочность контактных связей нивелируется, глинистые микроагрегаты частично разрушаются и степень организованности МПР возрастает до $0,4 \div 0,5$. В ходе природного самоуплотнения структуры гомогенизируются и грунты постепенно переходят в устойчивое состояние. Участки рисунка без штриховки иллюстрируют состояния грунтов, при которых степень организованности МПР разных уровней не совпадает. В этом случае структурная организация находится в состоянии трансформации, а грунт находится в неустойчивом состоянии и сохраняет тенденцию к уплотнению в сложившихся условиях влажности и статического давления.

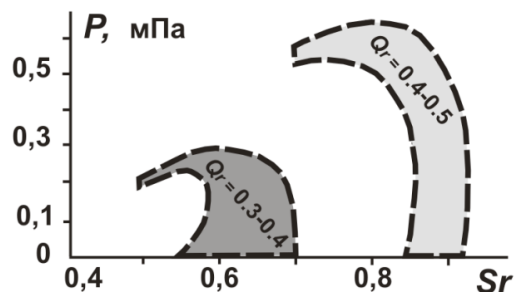


Рис. 2. Условия формирования одинаковой степени организованности трех уровней микроструктур в лессовых грунтах; условные обозначения см на рис. 1

Большую разницу в степени организованности разных уровней микроструктур следует ожидать для просадочных грунтов в области капиллярной каймы, где прочность структурных связей снижена, но их дифференциация еще велика. Такой же эффект может проявляться в начальной стадии деформаций при увлажнении грунтов под фундаментами зданий. При быстром водонасыщении грунтов трансформация микроструктур под нагрузкой проявляется несинхронно на всех уровнях. Чем ярче выражен этот эффект, тем дольше развиваются послепросадочные деформации, растягивающихся на многие месяцы за счет медленного изменения прочности микроагрегатов [Чмшкян, 2012].

По мере насыщения грунтов глинистой фракцией количество и площадь контактов между частицами возрастают. При этом контактные напряжения снижаются, структурные элементы оказываются более устойчивыми к разрушению и снижают возможность провальных осадков грунтов при замачивании.

Заключение

Многоуровневый анализ МПР является эффективным инструментом для исследования механизма структурной трансформации лессовых грунтов в ходе их уплотнения. Он позволяет идентифицировать динамику разных уровней организации микроструктур в ходе просадочных деформаций. Следует ожидать его высокую информативность при изучении влияния дисперсного и минерального составов лессовых грунтов на формирование их структурных особенностей. Полученные данные о взаимосвязях статических нагрузок, водонасыщения грунтов и их микроструктурных параметров целесообразно учитывать при изучении неоднородности деформационно-прочностных свойств массивов с целью опробования и формирования прогнозов их динамики в условиях техногенеза.

Литература

1. Булыгина Л.Г., Соколов В.Н., Кошелев А.Г. Влияние особенностей микростроения глинистых грунтов различного генезиса на их деформирование при компрессионных и штамповых испытаниях // *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*, 2013. – №5. – С. 552–559.
2. Гридневский А.В. Методические аспекты геоэкологического картирования территории Ростовской области // *Сергеевские чтения. Развитие научных идей академика Е.М. Сергеева на современном этапе. Выпуск 16. Материалы годичной сессии научного Совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (21 марта 2014 года)*. – М.: РУДН, 2014. – С. 243–246.
3. Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. – М.: ГЕОС.2013. – 576 с.
4. Ребиндер П.А. Поверхностные явления в дисперсных системах: физико-химическая механика. – М.: Наука, 1979. – 381 с.
5. Чмшкян А.В. Совершенствование методов расчета просадочных деформаций // *Инженерный вестник Дона*, 2012, № 4, ч.2. URL: ivdon.ru/ru/magazine/archive/n4p2y2012/1256 (доступ свободный).
6. Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. – М.: Иностранная литература, 1963. — 832 с.
7. Ping Li, Vanapallia Sai K., Tonglu Li. Review of collapse triggering mechanism of collapsible soils due to wetting // *J. of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2016. – Vol.8, Issue 2. – Pp. 256–274.
8. Zourmpakis A., Boardman D.I., Rogers C.D.F. Creation of artificial loess soils. *Springer Proceedings in Physics*, Vol. 93, p.p. 123-134. Proceedings of the International Conference «From Experimental Evidence towards Numerical Modeling of Unsaturated Soils», Weimar, Germany, September 18–19, 2003, Vol. 1.

SYSTEMIC ORGANIZATION AND MICROSTRUCTURES DYNAMICS OF THE NATURAL SELF-PACKING OF LOESS SOILS

© 2016 A.V. Gridnevskiy, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

Academy of Civil Engineering and Architecture of Don State Technical University,
344022, Russia, Rostov-on-Don, st.Socialisticheskaya, 162, e-mail: a328@ya.ru

On the example of the loess soils of Northern Ciscaucasian there is shown the possibility of quantitative analysis of multi-level organization of microstructures in terms of their structural strength. The asynchronous transformation of the structural elements of different levels of the organization at the natural consolidation has been established. There are conditions of soil moisture and static pressure in which microstructures are both similar and dissimilar degree of order at several levels of their organization, which corresponds to different states of self-packing of natural soils.

Keywords: micro-relief surface destruction, microstructure, scanning electron microscopy, entropy, subsidence, loess.

УДК 550.34+551.21

РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2016 В.Б. Заалишвили¹, д.ф.-м.н., проф., М.Г. Бергер¹, д.г.- м.н., проф.,
И.Н. Малиев¹, к.ф.-м.н., Д.А. Мельков¹, к.т.н.,
А.С. Кануков^{1,2}, к.т.н., В.Д. Макиев¹

¹Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Владикавказский филиал Финансового университета при правительстве Российской Федерации, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7

Создана система инструментального мониторинга вулканических проявлений в районе Казбекского вулканического центра, включающая 4 сейсмические станции Геофизического института – филиала ВНЦ РАН на Кармадонском параметрическом полигоне и 2 станции сейсмологической службы Грузии. Обмен инструментальными данными позволит выявить целый ряд важных характеристик вулкана Казбек и значительно повысит безопасность жизнедеятельности за счет адекватной оценки риска и прогноза вулканической деятельности.

Ключевые слова: инструментальный мониторинг, вулканические процессы, Казбек.

Одними из наиболее опасных и катастрофических по своим последствиям эндогенных геологических процессов являются вулканические во всем многообразии форм их протекания, сопровождающиеся прорывом на земную поверхность различного по фазовому составу и агрегатному состоянию материала ювенильного (глубинного) происхождения, а также выносом и отбросом застывшего ранее (резургентного) материала и пород вулканической «рамы», не имеющих вулканического состава и происхождения.

Такие прорывы (т.е. пространственное размещение мест вулканических проявлений) в современную геологическую эпоху всегда носят сосредоточенный локальный характер, даже в случаях, подобных аномально крупному Большому трещинному Толбачинскому вулканическому извержению 1975–1976 гг. на Камчатке.

В наиболее вероятных местах их возможной локализации концентрируются, естественно, и наиболее значительные по интенсивности признаки, предвещающие (и, соответственно, предвещающие) вулканические извержения – их предвестники, выявление которых исключительно важно для прогноза извержений и минимизации их негативных последствий.

С учетом имеющихся данных по современным вулканическим извержениям Камчатки и других районов современного вулканизма к числу важнейших типов предвестников вулканических извержений (ПВИ) относятся следующие аппаратурно измеряемые параметры (их количественная характеристика и динамика их изменения).

1. Сейсмические (включая выделение и изучение различных типов низкочастотного сейсмического дрожания).

2. Газовые (эманационные).
3. Геотермические.
4. Геодезические (особенно – наклонометрические).

При этом даже в наиболее благоприятных для вулканического прогноза и инструментально наиболее подготовленных для этого случаях (аппаратурно наиболее обеспеченных) конкретное время извержения может оказаться неспрогнозированным, как это случилось, например, в случае одного из крупнейших в XX веке сверхгигантского направленного извержения (взрыва) вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. на северо-западе США (штат Вашингтон). Одна из основных причин этого – непродолжительное сейсмическое затишье перед извержением.

Поэтому важнейшими условиями успешности вулканического прогноза являются использование как можно более широкого комплекса наблюдений и непрерывность проведения наблюдений в рамках каждого из методов этого комплекса.

Необходимо разграничивать также ПВИ от обычных для областей современного и новейшего вулканизма флуктуаций в динамике поствулканических явлений, в том числе значительных по масштабам, наблюдаемых, в частности, в начале нынешнего столетия в Казбекско-Джигарайском районе Казбекской неовулканической области. Одним из проявлений и результатов именно поствулканических процессов явилась, в частности, Колкинская (Кармадонская, Геналдонская) ледниковая катастрофа 20 сентября 2002 года, носившая, по заключению М.Г. Бергера, характер направленного взрывоподобного внезапного газодинамического выброса ледника и имевшая целый ряд весьма специфических предвестников, частично совпадающих с вулканическими (например, локальные поднятия поверхности в эпицентральной области).

По данным полевых геофизических исследований выявлены гравитационные, термальные, электрические, реологические аномалии, которые могут являться признаками вулканической активности [Богатиков и др., 2002; Арбузкин и др., 2004; Копаев, Гурбанов, 2004; Корниенко и др., 2004]. Но подобными аномалиями могут характеризоваться и зоны дробления, насыщенные высокоминерализованными термальными растворами и существенно графитизированные первично-осадочные образования и др. Необходимо также отметить, что имеются такие интерпретации геофизических данных, на основании которых для горы Казбек вообще не находится признаков вулкана [Шемпелев, Невский, 2013; Заалишвили и др., 2015], что, однако, не отменяет необходимости развития инструментального мониторинга возможных опасных вулканических проявлений.

Первое место среди геофизических методов мониторинга вулканической активности занимает сейсмический метод. Существует важное различие между крупными вулканическими извержениями и тектоническими землетрясениями. Эксплозивным вулканическим извержениям чаще всего предшествуют извержения меньшего масштаба, но даже эти небольшие извержения обычно предваряются различными сейсмическими сигналами, анализ которых позволяет осуществлять заблаговременный прогноз. Ни одно крупное извержение вулкана, находившегося даже под временным наблюдением за последнюю половину XX века, не обошлось без предсказания о нем за недели или даже за месяцы, исходившего от групп наблюдения за вулканами [Ротери, 2004].

Локальная сеть сейсмических цифровых станций первого поколения на территории Республики Северная Осетия-Алания была организована и начала функционировать в 1998–1999 гг. при поддержке МЧС РФ [Заалишвили и др., 2013]. В 2002 году указанной сетью был зарегистрирован катастрофический сход ледника Колка

[Заалишвили, Мельков, 2012]. В дальнейшем на территории республики одновременно функционировало 7–8 сейсмических пунктов наблюдений: во Владикавказе (в здании Геофизического института), в Ардоне (в подвальном помещении на окраине города), Чиколе (в здании местной администрации), Заманкуле (в подвале частного дома), Фиагдоне (в здании больницы), Кармадоне (в здании гостиницы, с июня 2015 года – в подвале пятиэтажного кирпичного здания в селении Кани), Дигории (в помещении альплагеря «Комы-Арт») и Цее (на сейсмостанции) – соответственно коды станций VLD, ARD, CIK, ZAM, FIG, KAR, DIG, CEY. Крайне необходимая сейсмостанция в пункте Кармадон (KAR) была включена в сеть 8 сентября 2003 г. после почти двухлетнего бездействия. На всех пунктах наблюдения была установлена регистрирующая аппаратура Альфа-Геон.

Координаты пунктов сейсмологических наблюдений Кармадонского параметрического полигона приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Координаты пунктов сейсмологических наблюдений Кармадонского параметрического полигона

№ пп	Пункт наблюдения	Региональный код станции	Широта (северная) ϕ, N гмс	Долгота (восточная) λ, E гмс	Высота над уровнем моря h, m
1.	Ардон	ARD	$43^{\circ} 11.47'$ 43. 191	$44^{\circ} 16.73'$ 44. 27	400
2.	Цей*	CEY*	$42^{\circ} 47.26'$ 42. 787	$43^{\circ} 54.03'$ 43. 90	1900
3.	Чикола	CIK	$43^{\circ} 11.79'$ 43. 196	$43^{\circ} 55.36'$ 43. 922	540
4.	Фиагдон	FIG	$42^{\circ} 49.93'$ 42. 832	$44^{\circ} 18.41'$ 44. 306	1300
5.	Кармадон	KAR	$42^{\circ} 50.33'$ 42. 838 с июня 2015г.: $42^{\circ} 50' 43.5''$ 42.8454	$44^{\circ} 30.21'$ 44. 503 с июня 2015г.: $44^{\circ} 30' 31.1''$ 44.5086	1480
6.	Дигорское ущелье*	ROS*	$42^{\circ} 53.98'$ 42. 899	$43^{\circ} 36.33'$ 43. 605	1920
7.	Владикавказ	VLD	$43^{\circ} 01.21'$ 43. 02	$44^{\circ} 39.84'$ 44. 66	700
8.	Заманкул*	ZAM*	$43^{\circ} 20.85'$ 43. 347	$44^{\circ} 24.46'$ 44. 407	500
9	Колка	KLK	$42^{\circ} 44' 33.53''$ 42.7427	$44^{\circ} 27' 40.29''$ 44.4612	2970

*С 04.07.2006 станция не функционирует в связи с передачей оборудования в СОФ ГС РАН

В сентябре 2003 года согласно Договору между Северо-Кавказским Горно-Металлургическим Институтом (Технологический Университет) (Владикавказ), Центром «ГЕОН» Министерства природных ресурсов России (Москва) и Центром геофизических исследований (ЦГИ ВНИЦ РАН и РСО-А) был создан «Кармадонский параметрический полигон». При этом существующая локальная сеть наблюдений РСО-А явилась основой сейсмологической сети полигона. Начало фактическому функционированию полигона положила организация пункта наблюдений «Кар-

мадон» в сентябре 2003 года. Основным назначением вновь создаваемой локальной сети «Кармадонский параметрический полигон» являлось изучение и прогноз опасных геологических процессов в виде эндогенных (вулканическая деятельность, землетрясения и т.д.) и экзогенных процессов (сход лавин, ледников, оползней и т.д.). Более того, сеть должна была позволить изучать природно-техногенные события в их органической взаимосвязи.

Естественно одной из основных задач являлось развитие инструментальных наблюдений непосредственно в верховьях реки Геналдон. В 2011 году был разработан проект организации пункта инструментальных наблюдений непосредственно в районе ложа ледника Колка. 27 апреля 2012 г. при поддержке ГУ МЧС РФ по РСО-А в район ложа ледника Колка было заброшено оборудование и позднее группой альпинистов под руководством О.Н. Рыжанова на высоте 2970 метров над уровнем моря выполнен монтаж и запуск сейсмической станции, которая стала функционировать, таким образом, 19 мая 2012 г. (рис. 1, код станции KLK).

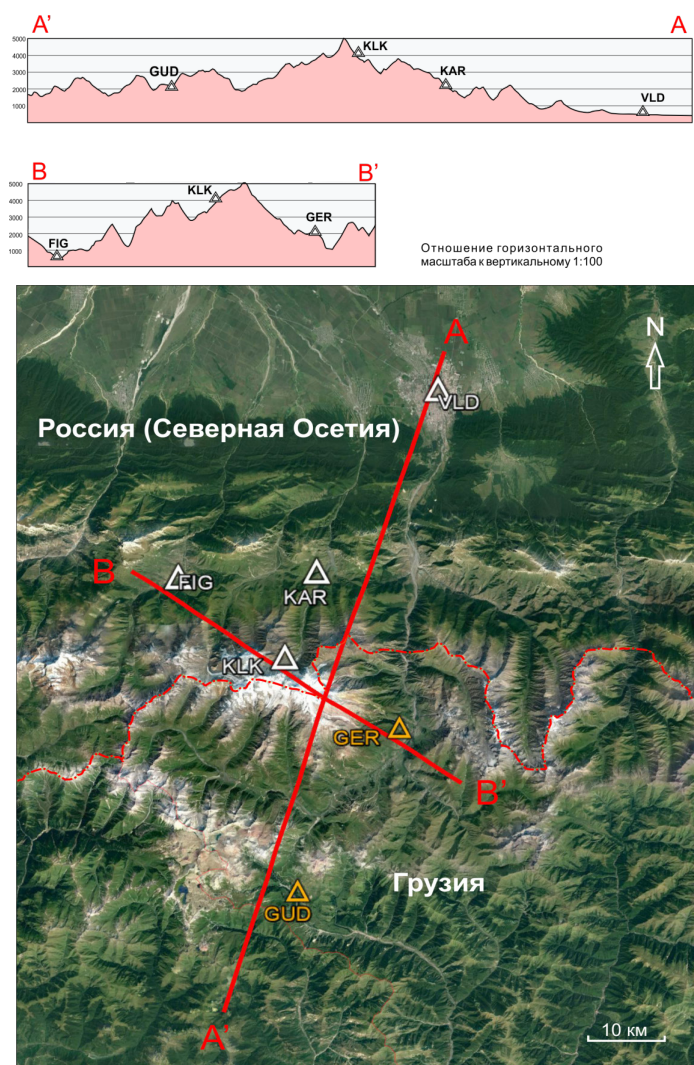


Рис. 1. Расположение сейсмических станций: KLK – Колка, FIG – Фиагдон, KAR – Кармадон, VLD – Владикавказ, GER – Гергети, GUD – Гудаури

17 мая 2014 года произошел обвал массы льда и горных пород в районе Девдоракского ледника. Зона отрыва находится на восточном склоне Казбека, в области питания правой ветви ледника Девдорак, на высоте 4400-4500 м. Обвал прошел

правее (южнее) основного Девдоракского ледопада, и упал на язык ледника. Далее имела место трансформация обвала в «лавинообразный поток» или «каменно-ледовую лавину» [Черноморец, 2014]. Образовавшийся завал перегородил устье реки Терек, что привело к образованию подпрудного озера. Опасность прорыва, угрожающая г. Владикавказу сохранялась вплоть до момента, когда Терек заполнил деривационный тоннель и уровень воды начал снижаться.

Весь процесс движения лавинообразного потока зарегистрирован сейсмическими станциями Кармадонского параметрического полигона Колка, Кармадон и Владикавказ, а также сейсмической станцией Гудаури Геофизической службы Грузии (рис. 2). Выделяются основные этапы процесса, аналогичные сходу ледника Колка 20 сентября 2002 г. [Заалишвили, Мельков, 2012].

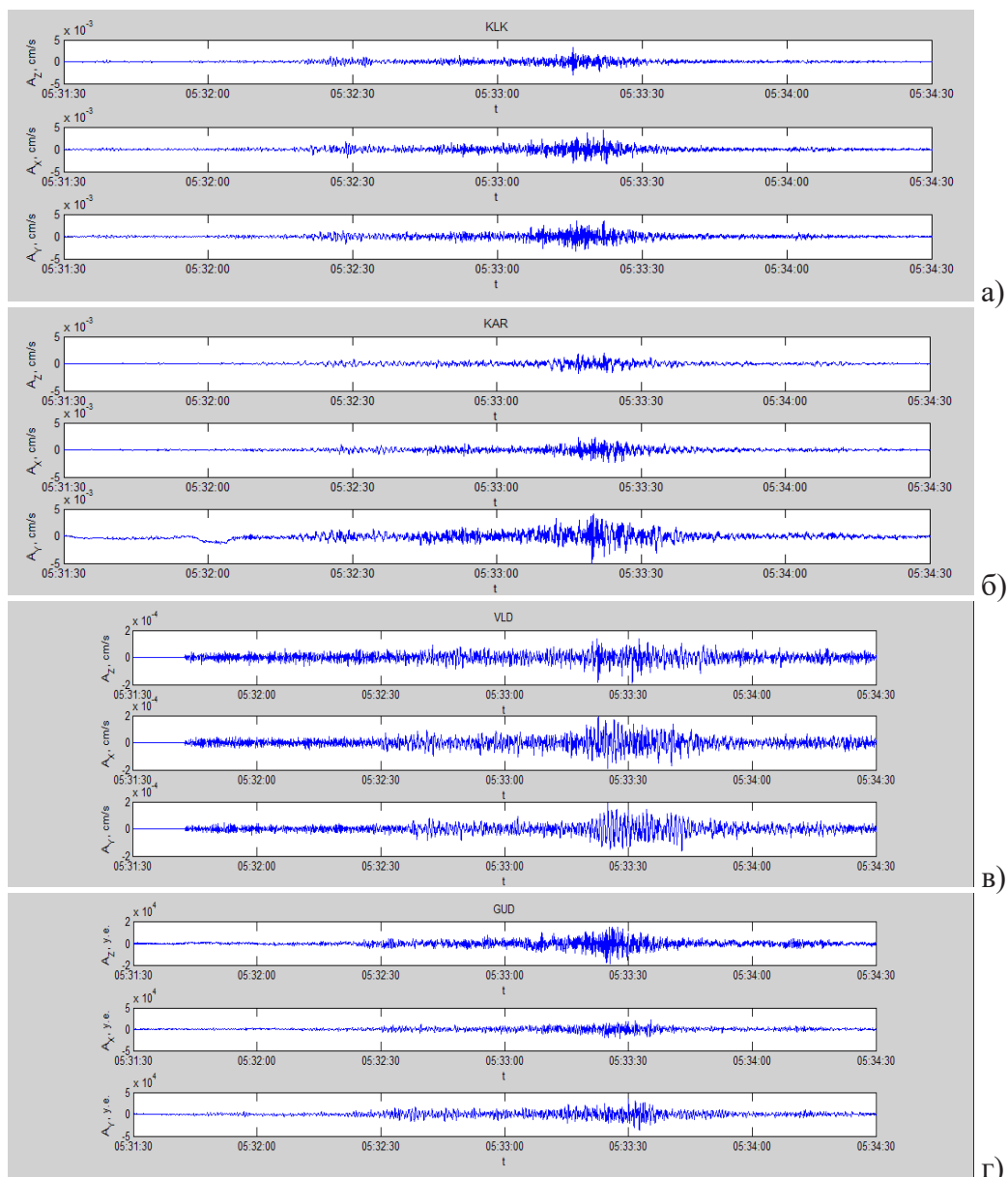


Рис. 2. Сейсмические записи процесса движения лавинообразного потока 17 мая 2014 г.: а) Колка (код станции KLK); б) Кармадон (код станции KAR); в) Владикавказ (код станции VLD); г) Гудаури (GUD)

Таким образом, показаны возможности сети регистрировать геодинамические процессы различной природы (оползни, обвалы, сходы, селей, лавин). Дальнейшее

изучение спектрально-временных особенностей проявления которых позволит разработать способы классификации и определения основных параметров (локализация, оценка выделившейся энергии).

Владикавказский прогнозный геодинамический полигон

Точное измерение формы вулканов позволяет определить постепенные перемены, которые приводят к катастрофическим событиям. Такое поднятие — один из распространенных признаков предстоящего извержения, однако, хотя наземные деформации могут дать много полезной информации о вулканических процессах, они служат ненадежным признаком для предсказания извержений, если не подкреплены сейсмическими или другими данными [Ротери, 2004].

Характеристики современных движений и деформаций являются одними из основных при исследовании развития геодинамических процессов геологической среды. Развитие Северо-Кавказской деформационной сети позволило создать надежную систему контроля за современными движениями и деформациями земной коры.

Северо-Осетинская сеть пунктов GPS, фактически, можно рассматривать некоторым расширением Северокавказской геодинамической сети, которая включает пункты GPS созданные и использованные для измерений по разным проектам предыдущих эпох.

Первая эпоха измерений GPS относится к июлю-августу 1991 г., когда сотрудниками ИФЗ АН СССР совместно с американскими специалистами были выполнены измерения по Международному проекту Кавказ-1991 (Галаганов О.Н. и др. 2007).

С целью развития Северо-Кавказской региональной сети стационарных станций наблюдения спутников GPS/ГЛОНАСС в 2008 г. в здании Геофизического института по Договору с ГАИШ МГУ и ВНИЦ РАН и PCO-A была заложена стационарная станция «Владикавказ» (код станции VLAD), которая, таким образом, работает в указанном режиме с 2008 г.

В результате совместных работ с ИФЗ РАН была разработана предварительная концепция создания и развития Северо-Осетинской геодинамической сети, проведена рекогносцировка возможных мест размещения пунктов GPS дискретных измерений и разработана конструкция знака пункта GPS, устанавливаемого на зданиях и сооружениях. На нескольких пунктах исследуемой территории, включающей г. Владикавказ, были выполнены GPS измерения синхронно с работой на базовом пункте с постоянной регистрацией спутниковых сигналов, что можно считать исходной эпохой геодинамических исследований с использованием спутниковых технологий в зоне Владикавказского глубинного разлома

Гравиметрические измерения

Долгосрочные гравиметрические наблюдения позволяют выявить вариации гравитационного поля, вызванные изменением уровня магмы в системе подводящих каналов вулкана. Уменьшение силы гравитационного поля может быть вызвано либо увеличением высоты наблюдательной станции, либо уменьшением плотности вещества внутри вулкана; увеличение — уменьшением высоты наблюдательной станции, либо увеличением плотности нижележащего вещества. Для различия между этими возможностями принято проводить дифференциальное измерение GPS [Ротери, 2004].

Гравиметрический пункт «Владикавказ» заложен в 2008 году. Географические координаты: широта 43.04639N, долгота 44.67736E, геодезическая высота 684м. Идентификационное название (4-Char. ID) – VLAD. Расположен в специально построенном одноэтажном здании Геофизического института. Марка заложена в постаменте размером 122x120 см высотой 120 см, установленном на мощной толще (до 500 м) галечников. Марка находится на 7 мм ниже поверхности поста-мента.

Для целей инструментального вулканического мониторинга могут быть также эффективно применяются мониторинг электромагнитных полей и температурный мониторинг. Изменения электромагнитных свойств вулкана могут быть связаны с размагничиванием горных пород при нагревании, перепадами внутренних напряжений, потоками жидкости или химическим изменением минералов из-за фу-марольной активности. Температура на поверхности вулкана возрастает по мере подъема магмы, поэтому термальный мониторинг — один из ценных инструмен-тов наблюдения, однако тепло распространяется в земле так медленно, что даже при неглубоких интрузиях магмы проходит довольно много времени, прежде чем их присутствие ощущается на поверхности. При термальных исследованиях удоб-нее направить усилия на места сосредоточения тепла, таких, как палеофумаролы и вторичные жерла, разогретые прохождением горячих газов. Здесь возрастание тем-пературы обычно отражает увеличение скорости дегазации или повышение тем-пературы газа; и то и другое может быть признаком поступления новых порций раскаленной магмы на неглубокий уровень [Ротери, 2004].

Выводы

Создана система инструментального мониторинга вулканических проявлений в районе Казбекского вулканического центра, включающая 4 сейсмические станции Геофизического института – филиала ВНИЦ РАН на Кармадонском параметрическом полигоне и 2 станции сейсмологической службы Грузии. Обмен инструментальными данными позволит выявить целый ряд важных характеристик вулкана Казбек и значительно повысит безопасность жизнедеятельности за счет адекватной оценки риска и прогноза опасных процессов.

Литература

1. Арбузкин В.Н., Фельдман И.С., Трофименко Е.А. Результаты первого этапа электроразведочных работ АМТЗ и МТЗ в Геналдонском ущелье // Вестник Влади-кавказского научного центра. – 2004. – Т. 4, №3. – С. 12–24.
2. Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН. – 2002. – Т. 387, №3. – С. 1–6.
3. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности процесса схода ледника Кол-ка 20 сентября 2002 г. и его макросейсмическое проявление по инструментальным данным современных регистрационных систем// Геология и геофизика Юга Рос-сии. – 2012. – №3. С. 29–44.
4. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Шепелев В.Д. Мониторинг опасных природных и техногенных про-цессов на территории РСО-Алания// Геология и геофизика Юга России. – 2013. – №1. – С. 17–27.

5. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Шемпелев А.С. Особенности геофизических полей над вулканическими постройками Северного Кавказа // Вулканонология и сейсмология. 2015. – №5. – С. 50–56.

6. Копаев А.В., Гурбанов А.Г. Гравиметрические исследования в Кармадонском ущелье: первые результаты // Вестник Владикавказского научного центра. – 2004. – Т. 4, №3. – С. 9–11.

7. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Гурбанов А.Г. Выявление признаков очагового магматизма в пределах Казбекского вулканического центра по данным тепловой космической съемки // Вестник Владикавказского научного центра. – 2004. – Т. 4, №3. – С. 25–32.

8. Ротери Д. Вулканы. – М.: ФАИР-ПРЕСС, 2004. – 384 с.

9. Шемпелев А.Г., Невский Л.Н. Неудавшиеся вулканы Северного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. – 2013. – №1. – С. 56–62.

10. Черноморец С.С. Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года (Отчет о полевом обследовании 18-20 мая 2014 г.). МГУ им. М.В. Ломоносова, 2014. 20 с. URL:http://www.geogr.msu.ru/upload/news/Chernomorets_Devdorak_2014.pdf

INSTRUMENTAL MONITORING SYSTEM OF THE KAZBEK VOLCANIC CENTER DEVELOPMENT

© 2016 V.B. Zaalishvili¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., M.G. Berger¹, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof., I.N. Maliev¹, Sc. Cand. (Phys.-Math.), D.A. Melkov¹, Sc. Cand. (Tech.), A.S. Kanukov^{1,2}, Sc. Cand. (Tech.), V.D. Makiev¹

¹Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Vladikavkaz branch of the Financial University Under the Government of the Russian Federation, Russia, 362002, Vladikavkaz, Molodezhnaya str., 7

Is created the of the instrumental monitoring system volcanic manifestations in the region of Kazbek volcanic center, which includes 4 seismic stations of the geophysical institute of VSC RAS on the Karmadon parametric polygon and 2 stations of the Georgia seismological service.

The instrument data exchange will make it possible to reveal a whole series of the important characteristics of volcano Kazbek and will considerably increase safety of vital activity due to the adequate evaluation of volcanic activity risk and forecast.

Keywords: instrument monitoring, volcanic processes, Kazbek.

УДК 550.834.05:551.243

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ММЗ НА РАЗРЕЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

© 2016 В.Б. Заалишвили, д.ф.-м.н., проф., Х.О. Чотчаев

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье рассмотрены потенциальные возможности метода микросейсмического зондирования в условиях глубинного проявления тектонических процессов. Приводятся экспериментальные подтверждения соответствия аномальных объектов на скоростной модели ММЗ (метод микросейсмического зондирования) с известными структурами и тектоническими нарушениями, расположенными на значительных глубинах. Делается предположение, что ММЗ имеет перспективное будущее и может стать направлением инновационного развития не только для исследования глубинных и нефтегазовых структур, но и при поисках рудных месторождений.

Ключевые слова: микросейсмическое зондирование, скоростные модели, высоко-, низкоскоростные объекты, тектонические зоны, разломы Ардонский, Тибский.

Перспективы использования ММЗ

В мозаике сложной геоморфологической и тектонической блокировки Большого Кавказа, подверженного разного уровня амплитудным перемещениям латерального и вертикального характера, без ясного представления общей структуры, как единого геологического сооружения, трудно познать до конца его современную структурно-тектоническую архитектуру. Помочь в решении этой важнейшей задачи могут глубинные особенности кровли консолидированного фундамента, изучение которых возможно с использованием дорогостоящих модификаций сейсморазведки – ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), ГСП (глубинное сейсмическое профилирование), МОВЗ (метод обменных волн землетрясений). Методы, основанные на базе других физических полей – гравиметрия, импульсные электромагнитные поля (метод теллурического профилирования, метод теллурического зондирования, зондирование становления поля, частотное зондирование) – либо непроизводительны в условиях высокогорья из-за сложности обеспечения надлежащей базой гипсометрических данных, либо их аппаратные комплексы недоступны по ценам рядовым научным и научно-производственным организациям. Кроме того, в условиях реальной социально-политической ситуации в мире, проведение некоторых методов «активной» сейсморазведки чревато потерей контроля над бризантными веществами.

В этих условиях разработка и использование пассивной сейсморазведки, основанной на использовании амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний повышает мобильность, доступность, значительно снижает затраты на решение глубинной задачи. Резонирование любого физического тела на определенный частотный спектр, присущий только его физическим параметрам (размеры, плотность, упругие свойства и т.д.), используется в инженерной сейсмо-

логии для дифференцирования грунтов, для поисков нефтяных залежей, месторождений воды. Очевидно, что спектральные особенности рудных месторождений, в зависимости от состава и типа руд, определенного геологического слоя разреза, в зависимости от литологии, обводненности, трещиноватости, минерального состава, также будут в определенной степени индивидуальны, правильная расшифровка которых со временем позволит выделять многие геологические объекты на основе микросейсмического профилирования или зондирования.

Микросейсмический фон Земли в точке наблюдения составляет суперпозиция колебаний вызванных как естественными причинами (отзвуки удаленных землетрясений, локальные микроземлетрясения, поверхностные шумы, действие земных приливов, штормовые микросейсм, ионосферные явления, погодные явления – дожди, град, сильный ветер), так и техногенными источниками (движущимся транспортом, работой машин и механизмов).

Использование ММЗ для выделения глубинных структурно-тектонических особенностей разреза, обусловлено присутствием широкого спектра частот микросейсмических колебаний и неравномерной зависимостью распределения интенсивности от частоты [Любушин, 2008].

Сейсмический шум используется при сейсмическом микрорайонировании для таксономического дифференцирования грунтов и прогнозирования землетрясений, для литологического расчленения верхней части разреза земной коры и выделения аномальных зон на глубинах до 10 км и определения связи этих зон с тектоническим строением, для оценки реакции геологической среды на изменение геодинамической обстановки [Надежка и др., 2003].

Известное достаточно давно явление - присутствие аномалий в низкочастотной части спектра естественных микросейсм над нефтегазовыми залежами основано на генерации аномальных микросейсм нефтегазовой залежью, либо на механизмах фильтрации микросейсмического фона геологической средой, включающей нефтегазовую залежь как отражающую границу.

Один из основных признаков низкочастотной аномалии, отличающий ее от случайных шумовых спектральных максимумов, – это пространственная устойчивость, образование осмысленной пространственной картины, характеризующей некую линейную аномалию или геометрическую фигуру. На основе этого свойства низкочастотной аномалии образуются серии группировок значений параметров [Крисюк и др., 1986].

Использование сейсмических шумов в качестве инструмента при изучении земных недр основано на их пространственной изменчивости и приуроченности к зонам тектонических нарушений, геодинамической активности, эпицентральных зонам потенциальных очагов землетрясений. Параметры сейсмического шума широко используются при изучении геодинамических характеристик среды и выявлении активных тектонических зон [Спивак, Кишкина, 2004].

На стадии современного развития метод ММЗ [Горбатиков и др., 2010] считается, что информативным параметром (полезным сигналом) в ММЗ является искажение амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями геологического разреза. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из распределения искажения на поверхности и частоте, на которой это искажение проявляется. Существует критическая частота f волны Рэлея, для которой искажения (формы, амплитуды, частоты) от

неоднородности, залегающей на глубине H максимальны по сравнению с аналогичными неоднородностями на других глубинах (есть различная глубина проникновения волны Релея в зависимости от длины волны). Эта частота f связана с глубиной H и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ через соотношение: $H \approx 0,4 \cdot V_R(f)/f$. К этому выводу специалисты сейсмологи пришли достаточно давно экспериментальным путем и теоретическими расчетами. В методе ММЗ данное соотношение используется для обратной процедуры оценки глубины залегания неизвестной неоднородности, формирующей амплитудные искажения (которые мы можем наблюдать) на частоте f .

Следует отметить: утверждение авторов программы обработки данных ММЗ наблюдений [Горбатилов, Цуканов, 2011], якобы вытекающей из проведенных ими численных экспериментов, что разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как $(0,25 - 0,3)\lambda$, а разрешение по вертикали составляет $(0,3 - 0,5)\lambda$, означает, не что иное, как то, что обнаружению подлежат объекты, размеры которых в латерали и по вертикали соответствуют глубине залегания (как известно $\lambda = V_R(f)/f$). Таким образом, получается, что зная основную моду микросейсмической волны, резонирующую объектом, можно с допустимой погрешностью определить его положение.

Методика проведения экспериментальных измерений сводится к накоплению спектра мощности микросейсмического сигнала в течение некоторого времени, зависящее от сейсмического фона района исследования. В активных геодинамических областях время наблюдения составляет 2–3 часа.

Анализ спектральных амплитуд позволяет выделить интервалы или площади малошумящие, средне шумящие и сильно шумящие, последующая обработка которых по специальной программе, позволяет дать количественную и качественную оценку выделяемым литологическим и структурно-тектоническим объектам.

Экспериментально-параметрические разрезы и объемы выполненных исследований

Большой Кавказ и его мегантиклинорий представляют собой к настоящему времени территорию, достаточно хорошо изученную на доступную современным техническим средствам глубину. Хорошая обнаженность коренных пород в горной и высокогорной частях Центрального Кавказа и изученность многочисленными буровыми скважинами в прикладных целях предгорной и равнинной территорий дают основание квалифицировать определенные интервалы как параметрические. Тем не менее, глубинные особенности Центрального Кавказа в целом и исследуемого региона РСО-А в частности больше вызывают вопросов, чем исследователи знают ответов. Этому способствовало прекращение с конца 80-х дорогостоящих глубинных геофизических исследований и последующий взлет рыночных цен на аппаратные комплексы и оборудование.

Геофизический институт ВНЦ РАН предложил разработчикам ММЗ (ИФЗ) свои услуги в выполнении полевых наблюдений на наиболее интересных разрезах региона собственными высокоточными широкополосными сейсмоприемниками фирмы Lenard-Electronics ($T = 20$ с.) при условии камеральной обработки материалов самими разработчиками.

Глубинные особенности геологических разрезов намеченных профилей могли подтвердить или опровергнуть очень важные предположения и гипотезы геологов и геофизиков.

Поскольку административно-территориальные границы являются производными горного сооружения Большого Кавказа, а не границы определяли, как выстроиться сооружению, один профиль в качестве регионального наметился через весь Центральный Кавказ от северной границы Осетинской равнины (сел. Эльхотово) в РСО-А на севере до г. Цхинвала РЮО на юге вдоль линии федеральной автотрассы «Кавказ» через Рокский тоннель (участок тоннеля не обследовался ввиду интенсивных техногенных шумов, хотя этот интервал представлял большой интерес и его следовало изучить в ночное время по согласованию со службой охраны объекта).

Длина профиля Эльхотово-Цхинвал составила 152 км (рис. 1). Профиль Эльхотово-Цхинвал намечался, если не для окончательного, то хотя бы для частичного подтверждения поддвигового, либо надвигового характера сопряжения Южной микроплиты и Скифской континентальной плиты.

Второй профиль был выполнен в структуре Балкаро-Дигорского тектонического поднятия – в Садоно-Унальском горсте – контролирующем практически все известные гидротермальные месторождения региона. Профиль, ориентированный в широтном направлении, в плане располагался вкрест предполагаемого простирания на этом участке Ардонского глубинного разлома, имеющего субмеридиональное простирание. На линии профиля расположены известные свинцово-цинковые месторождения Верхний Згид, Садон, Джимидон (рис. 2).

Немногим ранее методом ММЗ был изучен ряд меридиональных профилей по долинам рек для определения пространственных границ Владикавказского глубинного разлома и его роли на сопряжении таких геоморфологических структур как Северная моноклинали и Владикавказской впадины – структурного элемента Осетинской равнины. Результаты исследований на этом участке приведены на рис. 3.

Комплексное представление некоторых структур мегантиклинория

Владикавказский разлом, трактуемый многими исследователями структурной специализации, как структура глубинного заложения, представляет собой шовную зону, образованную на месте типичного краевого прогиба. Разлом классифицируется как структура глубинного заложения и характеризуется тремя субширотными ветвями запад-восточного простирания. В верхней своей части, до глубины порядка 10 км, разлом напоминает собой флексуру, а по конфигурации изоом интерпретируется как подвиг под кристаллический фундамент горного сооружения.

На субширотном профиле ММЗ, проложенном через г. Владикавказ, отмечается неоднородная толща, мощностью порядка 7 км, ниже которой до глубины 40 км наблюдается контрастная зона мощностью до 5–6 км. Ниже неоднородной толщи, до глубины порядка 15 км зона имеет крутое северное падение, далее падение близкое к вертикальному.

По данным МОВЗ зона Владикавказского разлома в значительной части перекрыта комплексом моноклинали Скалистого хребта, который фактически выступает в качестве граничной структуры между орогеном Большого Кавказа и Терско-Каспийским прогибом.

Количественные расчёты для гравитационной ступени, наблюдаемой на 28–29 км регионального профиля от северного склона г. Казбек до сел. Камбилеевская, определяют северное падение плоскости раздела под углами 65–70° при эффективной плотности перекрывающих пород мощностью 5–6 км порядка $-0,1 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$

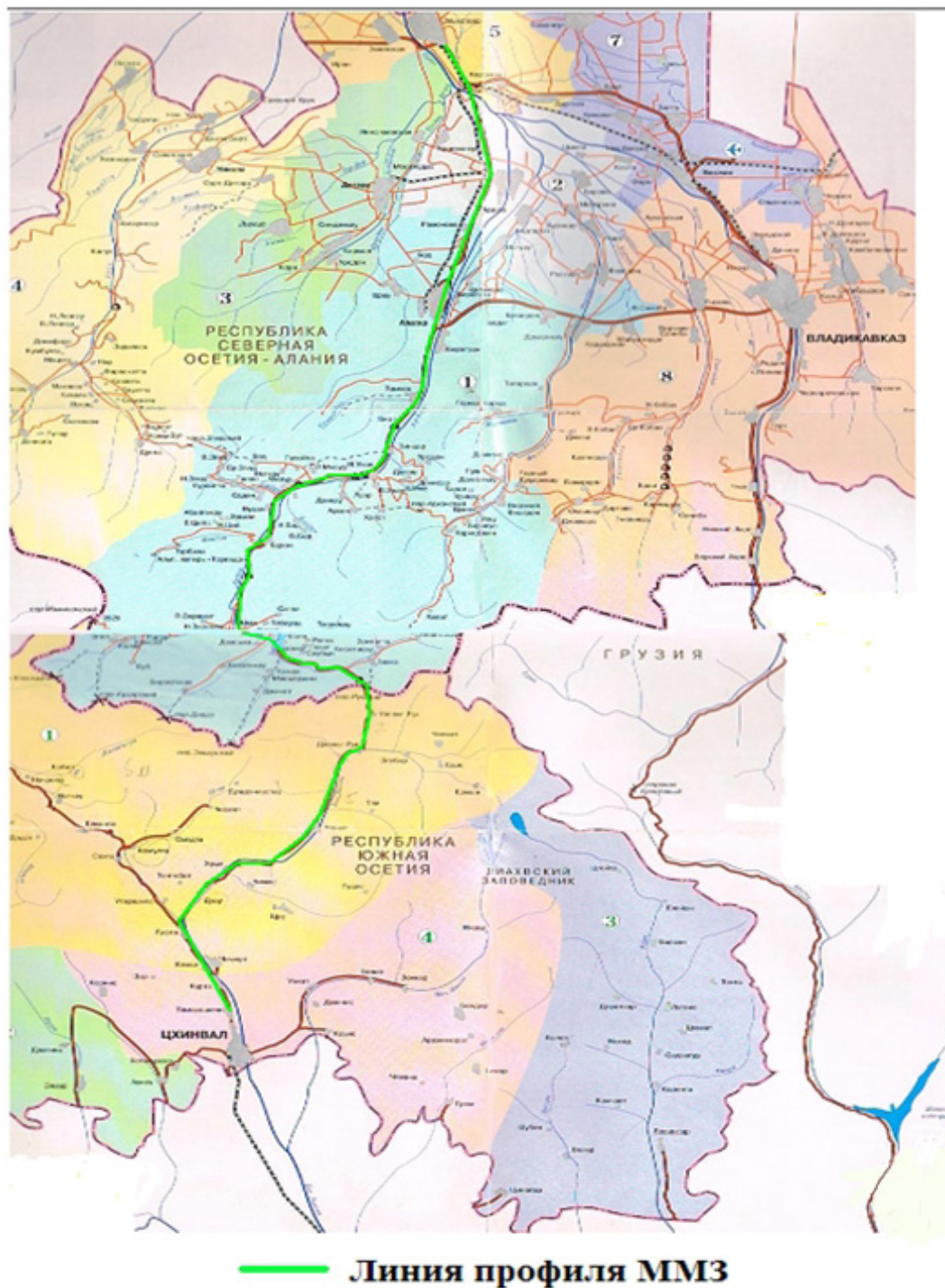


Рис. 1. Положение профиля ММЗ в плане. Цифрами на карте обозначены административные районы

[Шемпелев, 1982]. Аномалия однозначно увязывается с Владикавказским разломом, как одной из ветвей зоны глубинного разлома, ограничивающей с юга Осетинскую впадину.

На рисунке 4 показана скоростная модель геологического разреза вдоль профиля наблюдений В. Згид-Джими. На скоростной модели отчетливо выделяются два локальных объекта, резко отличающихся от вмещающих сред. Размеры объектов по

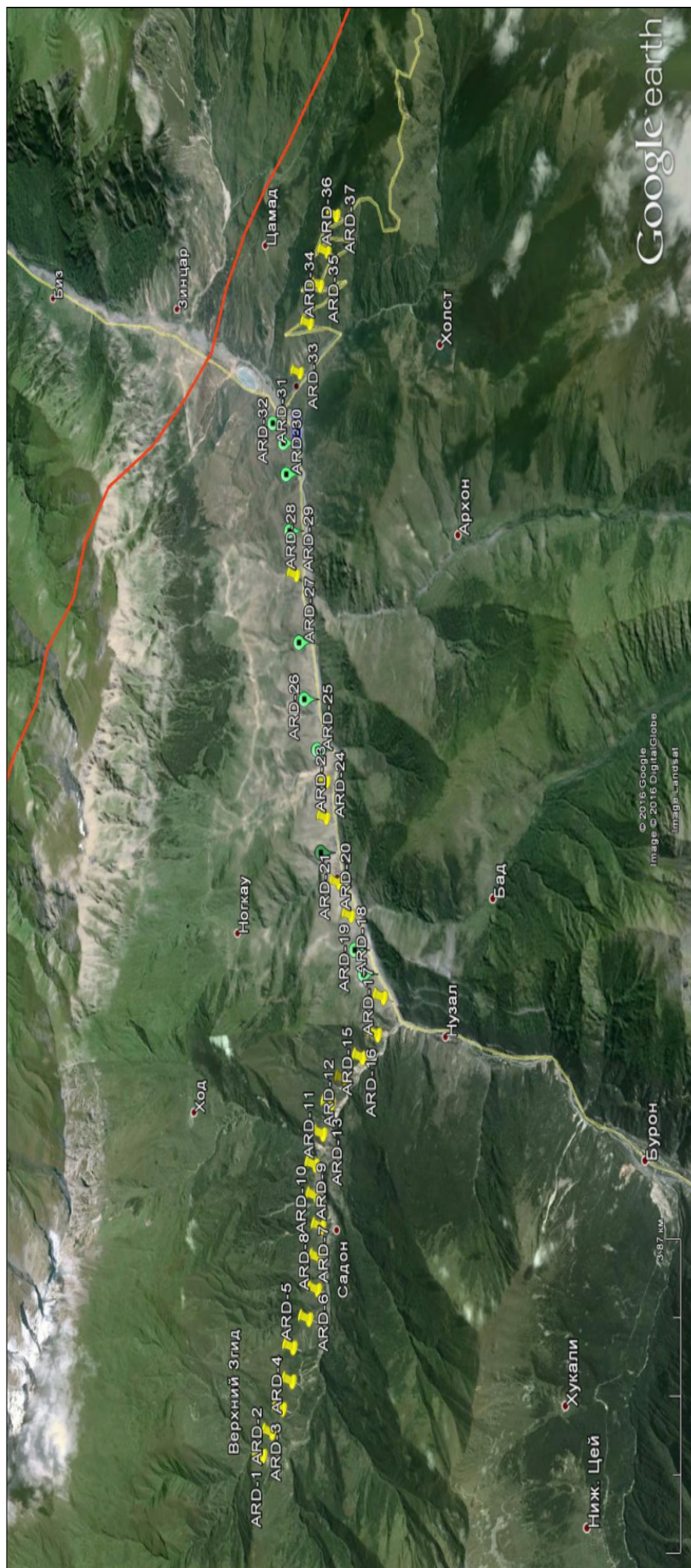


Рис. 2. Положение линии профиля ММЗ и пунктов наблюдений в Садоно-Ульяльском горсте

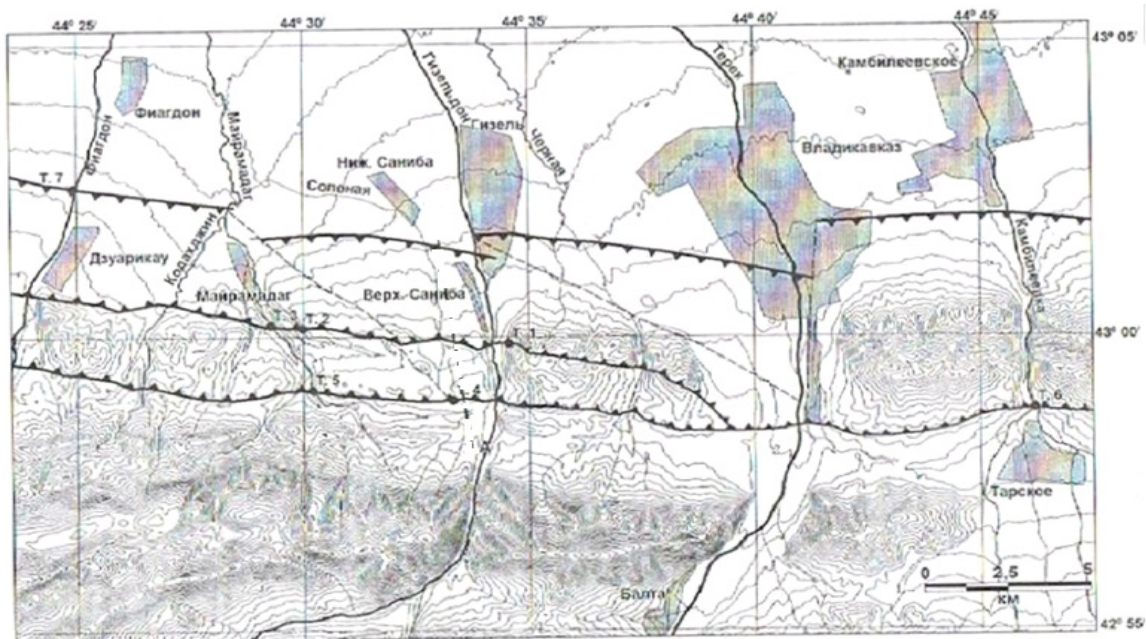


Рис. 3. Схема расположения ветвей Владикавказской разломной зоны (по Е.А. Рогожину)

вертикали существенно превышают размеры по горизонтали, при этом оба объекта практически равновелики. Протяженность низкоскоростного объекта в целом в латерали составляет порядка 10–12 км и может отражать зону Ардонского глубинного разлома на данном участке. Вертикальный размах аномально выраженного объекта составляет 17–18 км.

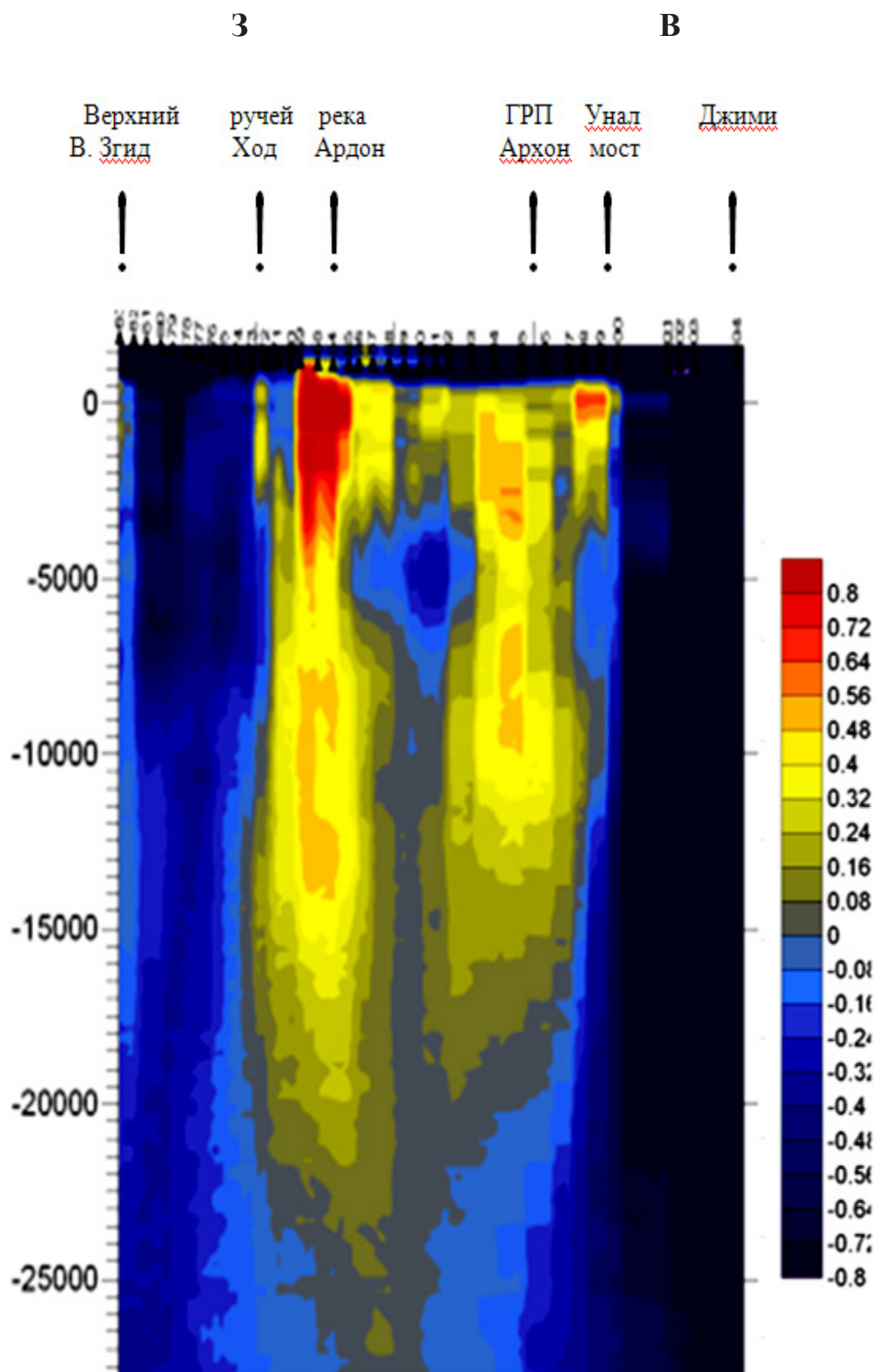
Восточная граница структуры проходит через селение Нижний Унал, а западная располагается на расстоянии 2,6 км выше по течению реки Садон от ее слияния с рекой Ардон. Верхняя часть зоны до глубины 4,5 км представляется более неоднородной и переработанной тектоническими подвижками и деформациями, чем глубинные горизонты. На глубинах 4,5–5,3 км между ветвями разлома, отмечается реликт слабоизмененной высокоскоростной среды.

Скоростная модель регионального разреза по линии наблюдений от Эльхотова до Цхинвала приведена на **рисунке 5**. Рассматриваемое распределение относительной скоростной характеристики представляет интерес до глубин 30 км на юге и 50 км на севере. Разрез ниже указанных глубин имеет низкий доверительный уровень и здесь не рассматривается. Тоннельный участок длиной 3730 м на разрезе показан пропуском замеров на линии профиля.

Для привязки аномальных объектов скоростной модели разреза отметим, что профиль проведенных наблюдений за сейсмическими шумами располагается в допустимой для сравнений близости от ранее составленного комплексного геолого-геофизического разреза по линии с. Камсхо – Н. Цей – В. Згид – и далее в направлении сел. Эльхотово, представленного на **рисунке 6**.

Что касается разреза по данным скоростной модели (рис. 5), то внимательная привязка пунктов наблюдения к тектонической карте региона позволяют сделать ряд утверждений. К примеру, выход на средне скоростную среду в интервале пунктов наблюдений 108-119 и далее к югу, включая интервал тоннеля, до пикета 122 наблюдения велись по простиранию однородного флиша, а наблюдения на пунктах

Профиль ММЗ по линии В. Згид-Джими



Тоновая шкала отклонений от сглаженной модели региональной скорости V_{SR}

Рис. 4. Скоростная модель геологического разреза в интерпретации ММЗ

Ю

Профиль ММЗ по линии Эльхотово-Цхинвал

С

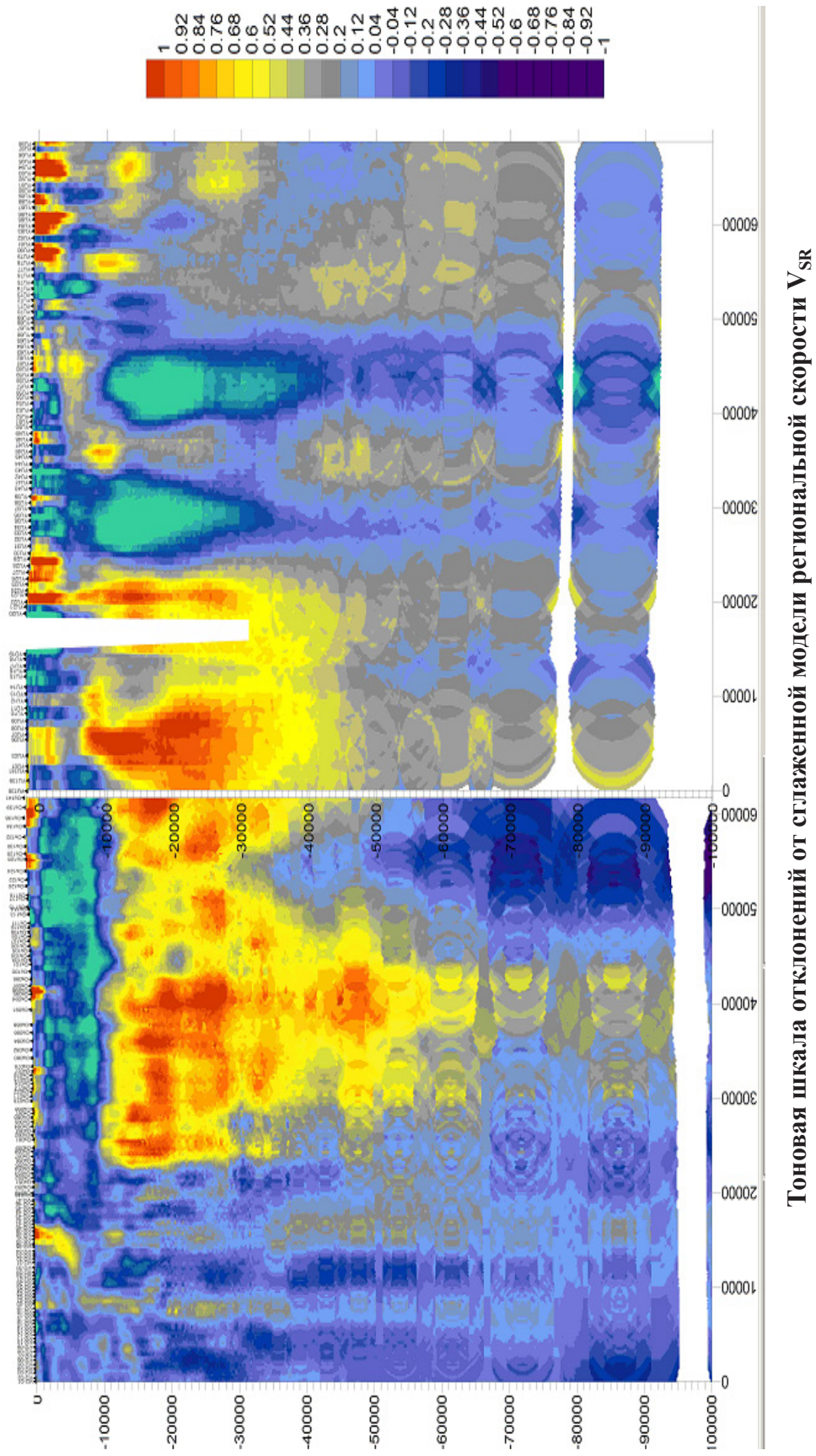


Рис. 5. Скоростная модель геологического разреза в интерпретации ММЗ

101–108 велись в зоне влияния Тибского разлома, мощность которого составляет не менее 3,0 км.

Зона влияния Адайком-Казбекского разлома отражает скоростная модель под пунктами наблюдения 134–141. Тектонической переработке зона этого разлома подвержена на глубину не более 1,0 км, в отличие от зоны Тибского разлома, представляющего ослабленную конусообразно расширяющуюся зону до глубин порядка 28 км. Не исключено, что на глубинах 7–8 км в зоне Тибского разлома возможен вязкий субстрат.

По пространственным признакам Тибского и Адайком-Казбекского разломов можно предполагать их крутое падение.

Высокоскоростная среда в интервале пунктов 41–133, имеющая выдержанную мощность порядка 8–10 км детально описана в работе [Горбатиков и др., 2015], можно лишь добавить, что в привязке Главного надвига авторы допускают неточность (пространственное положение Главного надвига соответствует пунктам наблюдения 124–128, скоростная модель под которыми идентична Адайком-Казбекской зоне. И далее, нет основания соглашаться с утверждением авторов [Горбатиков и др., 2015], что «над горизонтальной кровлей располагается высокоскоростной объем, выходящий к поверхности в виде гранитов, кристаллических и метаморфических сланцев Главного хребта». Если это относится к интервалу пунктов 133–159, то они расположены на Южном склоне, где господствует флишевая толща.

Скорее подобное утверждение следует отнести к высокоскоростной среде выдержанной мощности (8–10 км), расположенной севернее Адайком-Казбекского, ну и, конечно, Главного надвига. Этот отчетливо выделяющийся объект пространственно располагается в интервале профиля между г. Алагиром и Адайком-Казбекским разломом, хотя не столь отчетливое его продолжение действительно продолжается к Южному склону. Распространение линейного размера высокоскоростного объекта начинается от южной границе Северо-Кавказского краевого прогиба (широта г. Алагира) и включает геологические структуры Дигоро-Осетинской зоны и зоны Главного хребта (Касарская и Макерская подзоны) (рис. 6).

Не вдаваясь в подробности скоростного разреза ниже 30 км, отметим и низкоскоростной объект, подстилающий высокоскоростной и сдвинутый относительно высокоскоростного на 6 км к югу, но уверенно прослеживающийся до южной границы Тибского разлома.

Стратиграфо-генетический комплекс литифицированных горных пород

С геологической позиции представляет интерес стратиграфо-генетический комплекс осадочных пород района сформированных в 2-х структурно-формационных зонах – Адайхох-Дарьяльской (на севере) и Чиауро-Дибрарской (на юге), сложенных соответственно терригенной песчано-глинистой и карбонатно-терригенной флишеидной формациями. Граница между этими зонами и слагающими их формациями проходит по региональному Тибскому разлому.

Терригенная песчано-глинистая формация нижней-средней юры (J1t-J2a) сложена аргиллитами (глинистыми сланцами) с прослоями и пачками алевролитов и песчаников. Интенсивная раздробленность пород и большая крутизна склонов способствуют развитию здесь оползневых и обвально-осыпных процессов.

Карбонатно-терригенная формация верхней юры-нижнего мела (J_3 -K i) представлена отложениями 2-х свит – техтинской и мамисонской.

Техтинская свита (U_3) сложена массивными плотными глинистыми (фарфоровидными) известняками (80%), известковыми песчаниками (10%), мергелями (5%) и органогенно-обломочными известняками (5%).

Мамисонская свита (mK i) представлена аргиллитами (70%), мергелями (20%), известняками (5%) и глинистыми известняками (5%).

Породы терригенно-карбонатного структурно-генетического комплекса (СГК) верхней юры – нижнего мела вскрываются повсеместно.

Тектоника

В крупном структурно-тектоническом плане район верховьев р. Ардон охватывает Центральное поднятие Большого Кавказа и зону Южного склона.

Территория, лежащая южнее зоны Адайком-Казбекских разломов, относится к складчатой системе южного склона Большого Кавказа и расположена за пределами описываемого района на севере [Ольховский, Тибилов, 1998].

Тектонические зоны Центрального Кавказа и Южного склона разделены крупными региональными долгоживущими разломами. Основные разломы района имеют общекавказское субширотное простирание и крутое падение в южных и северных румбах.

В тектонических зонах горные породы смяты в напряженные изоклиналильные складки, запрокинутые к югу.

Южный Нарский разлом представлен серией субпараллельных тектонических швов с глиной трения и кварцевыми жилами, приуроченных к зоне смятия и дробления общей мощностью до 150 м. Зона разлома трассируется оползневидными телами. Породы в пределах зоны интенсивно дислоцированы и раздроблены.

Тибский региональный разлом разграничивает Адайхох-Дарьяльскую и Чиауро-Дибрарскую структурно-формационные зоны, сложенные соответственно отложениями терригенной песчано-глинистой формации нижней – средней юры и карбонатно-терригенной флишеидной формацией верхней юры – нижнего мела.

Разлом представлен зоной интенсивно передробленных, перемятых, окварцованных и карбонатизированных пород. Отдельные швы разлома имеют мощность до 3–4 м и выполнены глиной трения, кварцевыми и кальцитовыми жилами.

Общая мощность зоны разлома по меридиану р. Закка составляет около 200 м. Зона трассируется выходами источников минеральных вод и оползнями. Горные породы в контурах зоны Тибского разлома крайне неустойчивы.

Халацинский разлом имеет мощность до 300 м и является основным поставщиком рыхлого обломочного материала в селевые бассейны рр. Гинат, Дзенина и Даллагком (граф. прил. 1).

Техтинская антиклиналь является основной пликативной структурой района. Полоса выходов отложений верхней юры–нижнего мела на Заккинском участке автодороги «Кавказ» приурочена к северному крылу антиклинали. Крылья Техтинской антиклинали осложнены мелкой складчатостью. Складка асимметричная, запрокинутая к югу, с падением осевой плоскости на северо-восток под углами 65–70°, при этом породы юго-западного крыла падают круче, чем северо-восточного.

Как и основные разрывные и пликативные структуры района, коренные породы слагающие район, имеют субширотное простирание и крутое (80–85°) падение в северных и южных румбах.

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, маркирующий зону столкновения континентальных плит, является указателем существовавшего ранее и замкнувшегося впоследствии морского бассейна. Зона имеет региональное общекавказское значение и протягивается, по крайней мере, между долинами рек Ингури на западе и Карачай на востоке, на протяжении около 550 км.

В Горной Осетии Мамисон-Казбекский реликтовый рубец протягивается от Мамисонского перевала на западе до Майли-Казбекского горного массива на востоке и уходит далее за пределы Осетии в верховья р. Кистинки. Протяженность его около 78 км при ширине 3–4 км. Описываемая геосутура, ограничивается зонами разломов на севере «Главного надвига», Колотинского, Сырхубарзондского, Кайджинского и Гвилетского, а на юге – Адайком-Казбекского и Цесского.

В Мамисон-Казбекском реликтовом рубце по составу магматических пород и по их насыщенности выделяются глыбы габброидов, располагающиеся без видимой ориентировки в тонкоперетертом глинисто-алевролитовом матриксе и крупные блоки, сложенные на 70–80% параллельными дайками диабазов и габбро-диабазов, часто окварцованных и интенсивно пирротинизированных.

Из дизъюнктивных нарушений наиболее крупными являются разломы, ограничивающие Мамисон-Казбекскую зону. Адайком-Казбекский разлом ограничивает реликтовый рубец с юга. Он протягивается от Мамисонского перевала в широтном направлении до истоков р. Кистинки.

Цесский надвиг прослеживается от Мамисонского перевала до долины р. Льядон. Простирается его 275–290°, падение северное под углами 15–70°. Представлен он зоной дробления переменной мощности от 1 до 180 м, состоящей из серии сближенных взаимопересекающихся и кулисообразно расположенных тектонических швов. К его поднадвиговой части приурочены Мамисонское, Лагаткомское, Куатедонское, Тибское месторождения и рудопроявления ртути. Разломы, осложняющие Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, имеют, как правило, второстепенное значение.

Южная микроплита. В тектоническом отношении, попадающая в Горную Осетию часть Южной микроплиты, относится к структурам Южного склона Большого Кавказа. В Наро-Мамисонском районе они представлены частями двух структурно-тектонических зон – Казбекско-Лагодехской ступени и Чиаурского синклиория. Граница между этими зонами проходит по Тибскому разлому. Различаются они, в основном, составом слагающих пород.

Казбекско-Лагодехская ступень Тектоническая зона Казбекско-Лагодехской ступени занимает северную часть Южной микроплиты. Она протягивается от Мамисонского перевала на восток в виде расширяющегося клина и ограничена с севера Адайком-Казбекским разломом, а с юга Тибским взбросом. Сложена зона песчано-глинистыми отложениями, объединяемыми в песчано-глинистую флишоидную формацию. Породы имеют, преимущественно, субширотное простирание.

Тибский взброс является наиболее крупным разломом, разделяющим Казбекско-Лагодехскую ступень от Чиаурского синклиория. Взброс прослеживается от Мамисонского перевала до массива г. Курфута Главного Водораздельного хребта. Простирается его 325–330°, падение на северо-восток крутое (55–70°). Мощность зоны дробления и окварцевания разлома колеблется от 30 до 400 м. Висячем боку разлома широко развиты мелкие складки волочения. Разлом оперяется на всем протяжении полого падающими нарушениями.

Чиатурский синклинорий занимает южную часть Наро-Мамисонского района. Сложен он породами карбонатного флиша, имеющими субширотное до северо-западного простирания и смятыми в складки разного порядка. Техтинская антиклиналь прослеживается от междуречья Гинат-Дзенина в северо-западном направлении до долины р. Мамихдон, к устью левого притока последней – р. Рецидон.

Бирахатская синклиналь располагается в южной части района, где протягивается в северо-западном направлении между хребтами Козыкомраг на западе и Главным Водораздельным на востоке. Ширина складки составляет 4–5 км. В целом, она осложнена чрезвычайно большим количеством мелких пликативных и дизъюнктивных нарушений. Наиболее крупными разрывными структурами здесь являются Халацинский, Згильский и Саухохский разломы.

Новейшие тектонические движения и сейсмичность

Анализ характера новейших тектонических движений проведен на базе аэровизуальных наблюдений и дешифрирования материалов крупномасштабных (1:5000–1:25000) плановых и перспективных аэрофотосъемок [Кулаев, 2008].

Особое внимание уделено новейшим сейсмотектоническим разрывам – прямым признакам 8–10-тибальных сейсмоударов, имевших место в голоцене. В большинстве своем они располагаются на гребневых и пригребневых участках и выражаются в виде рвов, желобов, рытвин шириной до 10 м и протяженностью до 3–4 км. Зачастую выделяются целые зоны кулисообразных рвов, прерывисто прослеживающихся, как правило, в субширотном направлении. В отдельных случаях наблюдается «расщепление» гребней вдоль их простирания, как результат разгрузки сконцентрированной в пригребневой части сейсмической энергии. Нередко по новейшим сейсмодислокациям смещаются современные формы рельефа (гребни, контрфорсы, балки, желоба и пр.). Так, в правом борту р. Закка, в верховьях зафиксировано перемещение контрфорса меридиональной ориентировки на 50 м в плане и на 40 м по вертикали. Как правило, новейшие сейсмодислокации тяготеют к основным крупнейшим тектоническим разрывам. Максимальная их концентрация фиксируется по Тибскому и Нарскому разломам.

По протяженности и ширине полосы развития Нарская зона новейших сейсмотектонических разрывов не имеет себе равных на всем Северном Кавказе.

Большинство оползневых образований можно отнести к сейсмогенным.

Анализ геологической информации и данные геофизических исследований подтверждают, что район Зарамага является одним из активнейших блоков земной коры на территории Большого Кавказа. Разнозначные перемещения по вертикали отдельных блоков могут достигать здесь 8–12 мм в год.

По историческим данным и материалам АН СССР в XX столетии в районе было зафиксировано более 10 землетрясений силой от 4 до 8 баллов, а с учетом сопредельных, находящихся в непосредственной близости территорий (Грузия, Южная Осетия, Кабардино-Балкария), их было значительно больше.

В 1905 и 1911 годах в районе с. Зарамаг землетрясениями были полностью уничтожены села Даллагкау и Гинат. Более поздние сейсмоудары (1915, 1917, 1925, 1930–1937 гг.) концентрировались на участке предполагаемого створа плотины каскада Зарамагских ГЭС и с. Цми.

В связи с изложенным, нормативная сейсмичность района в 1995 г. Институтом физики Земли РАН пересмотрена и оценена в 9 баллов и была подтверждена ре-

зультатами детального сейсмического районирования территории Республики Северная Осетия-Алания [Заалишвили и др., 2011].

Заключение

Относительно небольшой объем выполненных исследований методом ММЗ представил на анализ очень большой объем информации, совместный анализ которого с имеющимися геологическими, структурно-тектоническими и топографическими данными позволяет найти корреляционную связь аномальных отклонений скоростной модели с реальными геологическими структурами.

По результатам исследований ММЗ на профиле В. Згид – месторождение Джидон уверенно выделяется низкоскоростная среда с размахом в латерали порядка 12,5 км и по вертикали не менее 15 км, который увязывается с Ардонским глубинным разломом, пересекаемым в крест профилем наблюдений, что является первым инструментальным подтверждением аномальной неоднородности зоны разлома.

Основные аномальные объекты скоростной модели регионального профиля ММЗ Эльхотово-Цхинвал: высокоскоростная горизонтальная среда, протяженностью более 30 км и мощностью 8–10 км, подстилающая ее низкоскоростная среда, простирающаяся с севера на юг более чем на 45 км и имеющая вертикальный размах местами до 40 км, а также точное отображение в разрезе Тибского разлома, как основной тектонической структуры в Адайком-Казбекской группе, нашедшие отклик в скоростной модели, позволяют считать метод ММЗ достаточно эффективным структурно-картировочным инструментальным методом.

Полученные результаты экспериментального применения ММЗ обнадеживают, а ненадобность громоздкого дорогостоящего аппаратного комплекса и не менее дорогостоящего оборудования в сочетании с мобильностью, маневренностью и дешевизной делают метод незаменимой инструментальной опорой не только для специалистов структурного профиля, но и тем, кто занимается поисками глубокозалегающих рудных месторождений, для которых со временем особенность реакции на микросейсмические колебания будут раскрыты.

Литература

периодическая

1. 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., Дзедоев 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.

2. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Цуканов А.А., Тинакин О.В., Комаров А.Ю., Одинцов С.Л. Новая технология микросейсмического зондирования в задачах изучения глубинного строения месторождений нефти и газа // Нефтяное хозяйство. – 2010. – №6. – С. 15–17.

3. 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.

4. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика

Юга России. – 2011. №1. – С. 48–58.

5. Любушин А.А. Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки // Физика Земли. – 2008. – №4. – С. 17–34.

6. Надежка Л.И., Орлов Р.А., Пивоваров С.П. и др. О связи параметров сейсмического шума с геологическими и геодинамическими особенностями Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. – Геология, 2003. – №2. – С. 179–185.

7. Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. – 2004. – №7. – С. 35–49.

8. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. – Киев, 1982. – №4. – С. 97–108.

фондовая

9. Крисюк И.М. и др. Отчет по теме №623/86 «Прогнозирование скоплений углеводородов в глубокопогруженных зонах Терско-Каспийского прогиба в связи с их разломно-блоковым строением». Фонды ПГО «Севкавгеология», 1986. – С. 83–86.

10. Кулаев И.Г. Технический отчет о результатах инженерно-геологических изысканий к инженерному проекту по объекту «Реконструкция автомобильной дороги Алагир (автомобильная дорога «Кавказ») – Нижний Зарамаг до границы с Республикой Грузия, тоннель км 93+300 в РСО-Алания». Фонды «Севосгеологоразведка», 2008. – С. 27–29.

11. Ольховский Г.П., Тибилев С.М. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Том 2. Фонды «Севосгеологоразведка», 1998. – С. 141–166.

COMPLEX ANALYSIS OF GEOLOGICAL DATA AND OF HIGH-SPEED MODEL MMS IN THE CENTRAL CAUCASUS SECTIONS

© 2016 V.B. Zaalishvili, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., Kh.O. Chotchaev

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

Potential possibilities of the microseismic sounding method under the conditions of the tectonic processes deep manifestation are examined. Experimental confirmation of the anomalous objects correspondence on the high-speed model MMS (microseismic sounding method) with the known structures and the tectonic disturbances, located on the significant depths is given. Assumption that MMS has promising future and can become a trend in innovation development not only for investigating the deep natural gas structures, but also with the searches for ore deposits is done.

Keywords: microseismic sounding, high-speed models, high- low-speed objects, tectonic zones, Ardon, Tib breakings.

УДК 550.83.04+504.75.05

МОНИТОРИНГ ЭКОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ г. ВЛАДИКАВКАЗА

© 2016 Т.В. Закс¹, к.м.н., А.С. Кануков^{1,2}, к.т.н., И.Н. Малиев¹, к.ф.-. м.н., Д.А. Мельков¹, к.т.н., Г.Э. Туаев¹, Д.Б. Тучашвили¹

¹Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002,

г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Владикавказский филиал Финансового университета при правительстве Российской Федерации, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7

Проведен мониторинг экогеофизических факторов окружающей среды г. Владикавказа: измерены показатели шумового загрязнения, уровень гамма и электромагнитного излучения. Рассмотрена динамика изменения указанных факторов за период с 2008 года. Установлено, что показатели параметров электрических и магнитных полей, а также уровень гамма излучения в изучаемых точках города не превышают предельно допустимых уровней.

Ключевые слова: мониторинг, электромагнитное поле, гамма-излучение, шумовое загрязнение.

С развитием научно-технического прогресса возникло новое понятие – шумовое загрязнение окружающей среды. Возникновение данного понятия обусловлено деятельностью человека, т.к. в природе редко возникают громкие звуки. Повышенный уровень шума мешает нормальному отдыху, вызывает заболевания органов слуха, способствует увеличению числа других заболеваний, угнетающе действует на психику человека.

Единица измерения уровня шума – децибел (дБ). Уровень шума в 20–30 дБ практически безвреден для человека, это естественный шумовой фон. Что же касается более громких звуков, то здесь допустимая граница находится примерно на уровне 80 дБ. Звук в 130 дБ уже вызывает у человека болевое ощущение, а 150 дБ становится для него непереносимым, при интенсивности звука в 160 дБ лопаются барабанные перепонки [Атаманюк, 1996]. Звук в 180 децибел вызывает усталость металла, а при 190 заклепки вырываются из конструкций [Борчук, 1998].

В 2008 году Геофизическим институтом было проведено исследование экогеофизических факторов окружающей среды г. Владикавказа [Закс, Бериев, 2009]. Для определения уровня шумового загрязнения были произведены замеры в 126 точках города посредством измерителя шума и вибрации ВШВ-003. Замеры производились с занесением в таблицу минимальных и максимальных показателей с 10.00 до 15.00 часов. Более высокие показатели шума были отмечены на магистральных улицах и местах их пересечения (рис. 1–2). Разброс показателей составил от 53 до 108 дБА. Наименьшие показатели минимальных и максимальных величин уровня шума были зафиксированы на территории поликлиники №7: 79 и 82,4 дБА соответственно, хотя и эти показатели выше допустимых уровней шума. На территории других поликлиник и города в целом эти показатели еще выше. Если взять общее количество исследований за 100%, то в 79,3% случаев уровень шума превышал допустимый уровень в 70 дБА.

Для проведения мониторинга экогеофизических факторов окружающей среды г. Владикавказа нами были повторно измерены показатели шумового загрязнения, уровень гамма и электромагнитного излучения на территории г. Владикавказа в 50 точках, а также в непосредственной близости от озера с. Унал. Уровень шума измерялся с помощью измерителя шума и вибрации Экогеофизика-110А отечественной фирмы Октава.

Исходя из результатов проведенных измерений можно заключить, что уровень шума изменился не значительно, по сравнению с показателями 2008 года, за исключением нескольких дорог с интенсивным автомобильным движением (Черменское шоссе, ул. А. Кесаева, ул. М. Пехотинцев, ул. Цоколаева). При этом, в нескольких точках уровень шума снизился, что особенно хорошо заметно по минимальным значениям шума. В целом, население города Владикавказа значительный временной отрезок суток продолжает подвергаться шумовому воздействию, которое превышает допустимый уровень, что может негативно влиять на здоровье горожан.

Замеры уровня гамма-излучения также были произведены в 126 точках города и повторены в 34 точках с помощью прибора дозиметр гамма-излучения ДБГА-ОЧА. Показатели колебались в интервале 0,05–0,18 мкЗв/час при допустимых значениях 0,33 мкЗв/час.

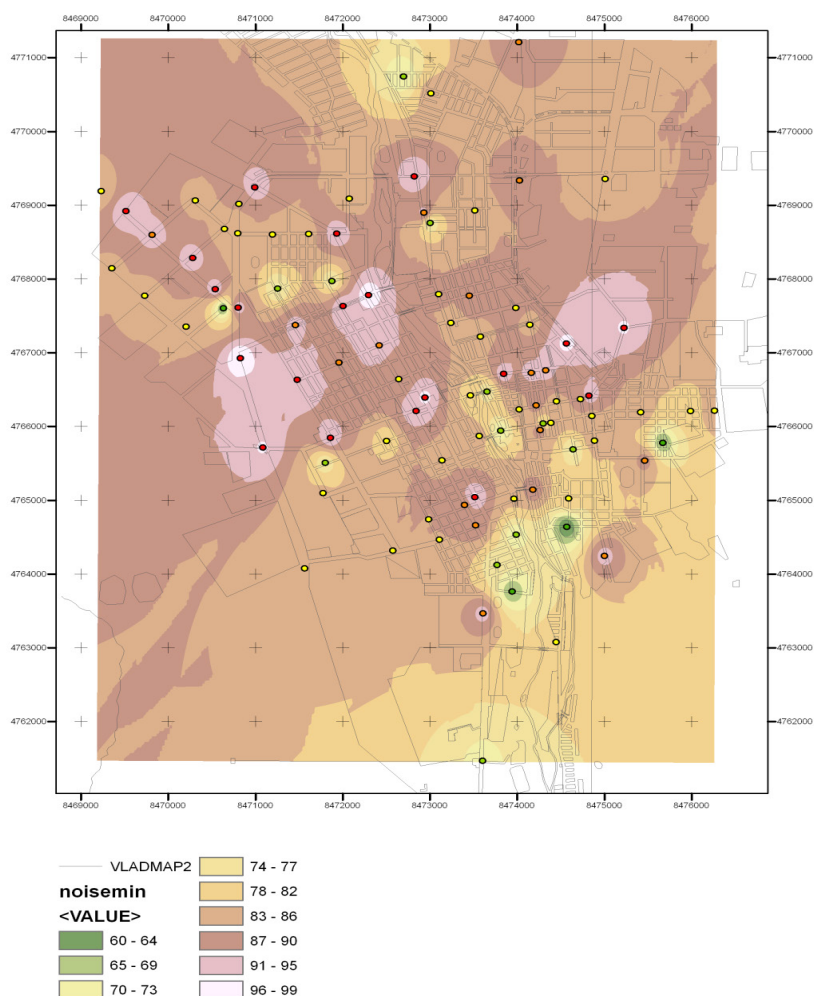


Рис. 1. Распределение минимального зарегистрированного уровня шума (дБА) на территории г. Владикавказа

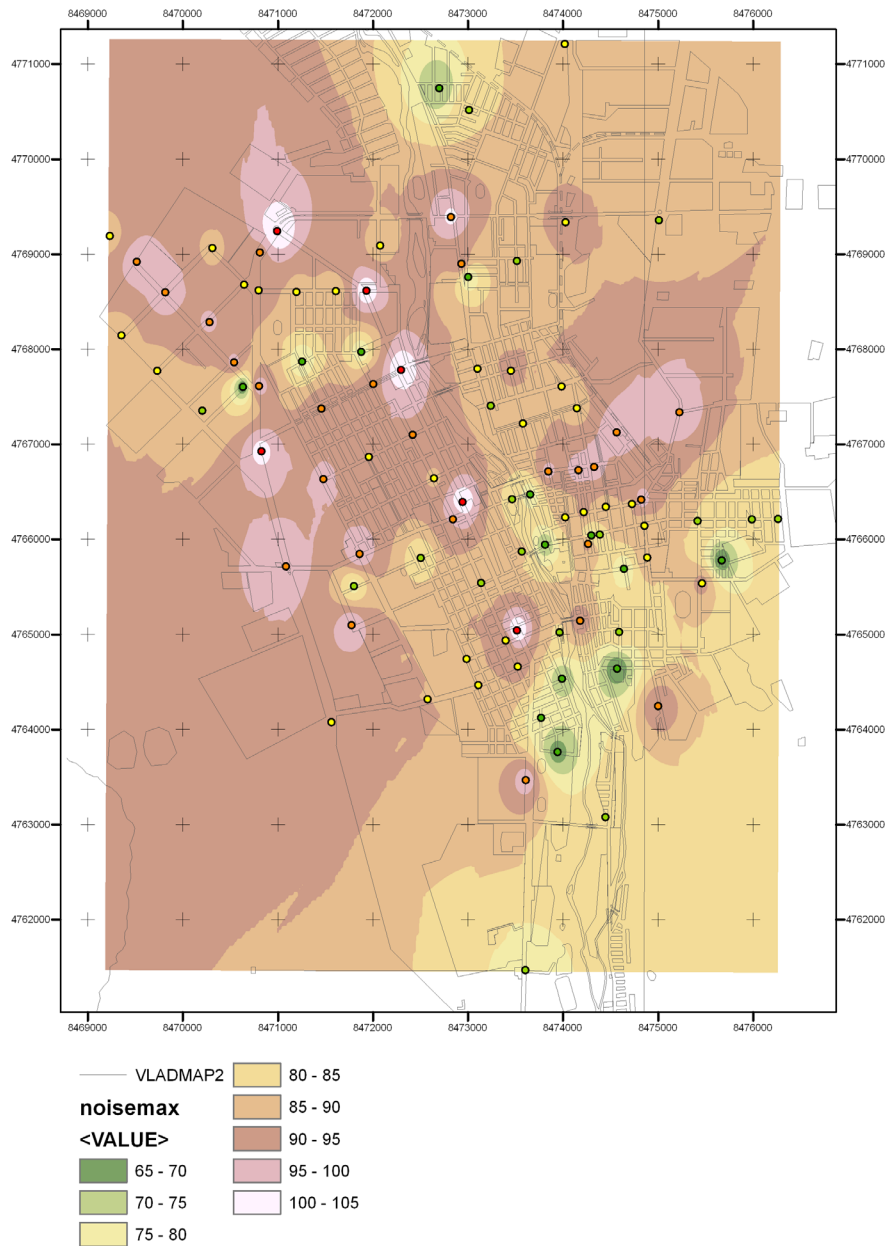


Рис. 2. Распределение максимального зарегистрированного уровня шума (дБА) на территории г. Владикавказа

Таким образом, население города Владикавказа подвергается воздействию гамма-излучения в пределах 0,05–0,18 мкЗв/час и при средней величине 0,11 мкЗв/час, что ниже предельно допустимого уровня. При этом с течением времени данные значения практически не изменились.

Для изучения электрических и магнитных полей измерения проводились следующими приборами: измеритель электрического поля ИЭП-05 и измеритель магнитного поля ИМП 05/1, 05/2. Показатели параметров электрических полей колебались в интервале от 190 до 400 (В/м) $2 \times \text{ч}$ при допустимом уровне 800 (В/м) $2 \times \text{ч}$, а магнитных полей в интервале от 0,2 до 0,7 (А/м) $2 \times \text{ч}$ при допустимом значении 0,72(А/м) $2 \times \text{ч}$.

Средние показатели параметров электрических и магнитных полей составили по городу для электрических и магнитных полей 9,57 и 0,23 соответственно, что также не превышает предельно допустимых уровней. По некоторым точкам (район улиц Кирова, Шмудевича, Кабардинская, А. Кесаева и Тарского шоссе) наблюдается значительное уменьшение показателей параметров магнитных полей, в то время как в других точках (район улиц Маркова, Дзусова, М. Пехотинцев, Цоколаева, Весенняя, Владикавказская и пл. Штыба) зафиксировано их резкое возрастание. Кроме того, в районе улицы Весенняя зафиксирован рост электрического поля, в то время, как в остальных точках наблюдается либо снижение, либо постоянство данного показателя.

Таблица 1

**Динамика изменения экогеофизических факторов окружающей среды
г. Владикавказа**

№ точки	Название	Год	Уровень шума, дБ		Гамма-изл. мЗв/ч	Электрическое поле, В/м		Магнитное поле, нТл	
			Мин.	Макс.		5-2000 Гц	2-400 кГц	5-2000 Гц	2-400 кГц
1	Чкалова Ж/д. больница	2016	70	89,2	0,07	1	0,1	330	2
		2008	87	90	0,1	1	0,1	240	3
2	Чкалова (переход)	2016	70,2	91,3	0,12	3	0,1	50	2
		2008	73	75	0,08	20	0,1	120	2
3	Титова-Маркуса	2016	77,8	94,3	0,17	1	0,1	1000	2
		2008	84	87	0,12	2	0,1	950	2
4	Ж/д. Вокзал	2016	73,2	96,1	0,13	2	0,1	300	2
		2008	96	99	0,11	5	0,2	30	2
5	Кирова Роддом №2	2016	70,8	87,9	0,11	1	0,1	90	2
		2008	92	98	0,09	2	0,1	630	7
6	Ватутина-Карцинское шоссе	2016	68,3	97,1	0,07	1	0,1	290	2
		2008	95	99	0,12	13	0,1	110	2
7	Черменское шоссе 99 (Стеклотара)	2016	69	91,3	0,1	1	0,1	50	2
		2008	94	96	0,1	7	0,1	40	2
8	Черменское шоссе (Кристалл)	2016	75,3	96,8	0,1	1	0,1	40	2
		2008	83	86	0,09	1	0,1	30	2
9	Черменское шоссе 3 (Газоаппарат)	2016	64,9	95,6	0,09	1	0,1	60	2
		2008	84	86	0,12	1	0,1	10	2
10	6-я Промышленная-Тельмана	2016	70,9	89,6	0,1	4	0,1	190	2
		2008	88	90	0,09	1	0,1	40	2
11	Пожарского (Мост)	2016	65	88,9	0,15	1	0,1	80	2
		2008	88	92	0,09	400	0,6	130	2
12	Зоргова-Чкалова (нар. суд)	2016	69,3	90,7	0,12	1	0,1	230	3
		2008	85	86	0,12	10	0,1	150	2
13	Авг. Событий-Кошевого	2016	62,7	87,3	0,15	1	0,1	730	3
		2008	88	92	0,12	7	0,1	460	4
14	Маркова/Кошевого	2016	64,2	83,2	0,1	1	0,1	80	2
		2008	-						

15	Победит	2016	62,2	86,3	0,09	1	0,1	150	2
		2008	-						
16	ВВРЗ	2016	53,3	65,5	0,13	1	0,1	80	2
		2008	-						
17	Восточная точка города	2016	67,1	91,1	0,06	120	0,1	580	2
		2008	84	88	0,1	90	0,1	450	2
18	Весна	2016	60,5	84,4	0,09	1	0,1	200	2
		2008	56	59	0,09	1	0,1	110	2
19	Шмулевича ВТЭП	2016	62	88	0,11	1	0,4	100	2
		2008	82	87	0,12	1	0,1	550	2
20	Кабардинская 8 (Контактор)	2016	53,7	89	0,16	1	0,3	110	2
		2008	83	86	0,13	2	0,1	330	2
21	Кутузова (Бином)	2016	62,5	85,6	0,11	1	0,1	60	2
		2008	92	95	0,08	4	0,1	60	2
22	Ватутина (СОГУ)	2016	73,3	96,2	0,12	1	0,9	310	3
		2008	84	89	0,11	2	0,1	650	3
23	Штыба	2016	70,8	87,3	0,07	1	3,7	80	2
		2008	91	95	0,12	1	0,1	10	2
24	В. Абаева 69 (ГЭС)	2016	65,2	90,1	0,12	1	0,1	150	2
		2008	89	91	0,11	1	0,1	40	2
25	Тарское шоссе ПМО "Казбек"	2016	62,2	84,1	0,11	1	0,1	110	2
		2008	79	83	0,12	7	0,1	850	2
26	п. Южный	2016	54,1	82,2	0,12	18	0,1	130	2
		2008	77	80	0,1	190	0,1	80	2
27	пр. Коста. Турбаза	2016	70,9	94,2	0,08	3	0,3	220	7
		2008	96	107	0,1	3	0,1	620	4
28	пр. Коста. ОЗАТЭ	2016	61,4	87,9	0,05	1	0,3	350	2
		2008	92	98	0,12	1	0,1	110	2
29	Гадиева-Доватора	2016	70	88,8	0,12	21	0,1	150	2
		2008	86	90	0,11	70	0,1	50	2
30	Доватора (Скорая помощь)	2016	71	87,2	0,07	1	0,1	60	2
		2008	94	99	0,06	20	0,1	110	2
31	Доватора-Барбашова (пол. 4)	2016	70,3	87,6	0,09	1	0,1	190	2
		2008	94	100	0,12	2	0,1	250	2
32	Ардонская-Барбашова	2016	68,4	87,2	0,05	3	0,1	310	2
		2008	94	95	0,09	13	0,1	60	2
33	Адронская-Нальчикская	2016	61,1	83,8	0,11	1	0,1	330	2
		2008	84	85	0,09	45	0,1	130	2
34	Коцоева гостиница "Владикавказ"	2016	63,2	89,4	0,11	1	0,6	60	2
		2008	84	86	0,11	10	0,1	10	6
35	Владикавказская-А. Кесаева (Алан)	2016	71,2	82,7	0,1	20	0,1	90	2
		2008	93	96	0,06	13	0,1	400	2

36	Владикавказская-Дзусова	2016	70,9	84,4	0,11	100	0,1	100	2
		2008	92	99	0,11	130	0,1	40	2
37	Весенняя-Дзусова	2016	68,4	84,3	0,11	15	0,1	200	2
		2008	85	88	0,11	3	0,2	40	2
38	Весенняя-А. Кесаева (Западная)	2016	69,4	87,8	0,06	1	0,1	120	2
		2008	84	88	0,09	4	0,1	90	2
39	А. Кесаева 41(западный край)	2016	64,6	79,8	0,11	1	0,1	100	2
		2008	53	55	0,07	6	0,1	10	2
40	М. Пехотинцев (Фонтаны)	2016	71,6	83,7	0,1	1	0,1	130	2
		2008	55	55	0,1	26	0,1	30	2
41	Цоколаева (западный край)	2016	55,5	70,3	0,11	1	0,1	280	2
		2008	53	55	0,09	10	0,1	20	2
42	Цоколаева-Владикавказская	2016	69,3	95,2	0,06	1	0,1	60	2
		2008	94	97	0,08	3	0,1	150	2
43	Дзусова-Международная	2016	64,1	82,1	0,11	4	0,1	190	2
		2008	84	88	0,1	4	0,1	40	2
44	А. Кесаева-Международная	2016	72,3	86,4	0,1	1	0,2	130	2
		2008	84	90	0,09	7	0,2	200	2
45	Унал озеро	2016	60	84	0,12	1	0,1	120	2
		2008	-						
46	Весенняя-Цоколаева (пол №7)	2016	70,8	88,2	0,11	1	0,1	100	2
		2008	85	86	0,1	1	0,1	30	2
47	Весенняя 2	2016	64,9	79,8	0,14	1	0,1	140	2
		2008	84	88	0,11	1	0,1	30	2
48	М. Пехотинцев (Фонтаны)	2016	64,2	78,5	0,09	1	0,1	40	2
		2008	63	65	0,08	1	0,1	10	2
49	Владикавказская (Викалина нижняя)	2016	67,8	90,9	0,1	1	0,1	50	2
		2008	82	88	0,1	2	0,1	10	2
50	Владикавказская-Гагкаева (Викалина верх)	2016	66,7	78,3	0,1	10	0,1	120	2
		2008	94	98	0,11	5	0,1	40	2
51	Отвалы завода Победит	2016	57,8	78,4	0,1	19	0,1	70	2
		2008	-						

Вместе с тем, следует отметить, что на окраинах города, в точках, примыкающих к линиям электропередач, а также в самом городе на улицах с трамвайным движением, отмечается значительное по сравнению с другими точками увеличение этих показателей. По некоторым точкам, выделенным в таблице видно, что показатели параметров электрических и магнитных полей значительно снизились, но, в целом, результаты, полученные в разное время, совпадают.

Выводы

1. Население города Владикавказа значительный временной отрезок суток подвергается шумовому воздействию, превышающего допустимый уровень от 1 до 38 дБА.

2. Величины гамма излучения на территории города Владикавказа колеблются в интервале 0,05 – 0,18 мкЗв/час, что ниже допустимого значения 0,33 мкЗв/час.

3. Показатели параметров электрических и магнитных полей в изучаемых точках города не превышают предельно допустимых уровней. Вместе с тем в зонах, примыкающих к ЛЭП, а также на городских улицах с трамвайным движением отмечается значительное по сравнению с другими точками увеличение этих показателей.

4. Сопоставление результатов измерений, проведенных в 2008 и 2016 годах свидетельствуют, в целом, о постоянстве экогеофизических факторов окружающей среды г. Владикавказа.

Литература

1. Атаманюк В.Г. Гражданская оборона. – М.: Высшая школа, 1996. – 208 с.
2. Борчук Н.И. Медицина экстремальных ситуаций. – Минск: Высшая школа, 1998. – 238 с.
3. Закс Т.В., Бериев О.Г. Влияние шумового загрязнения на здоровье человека / Труды III Кавказской международной школы семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе», Владикавказ, 24–26 сентября, 2009. – Владикавказ, 2009. – С. 470–475.

EKOGEOPHYSICAL FACTORS OF VLADIKAVKAZ CITY ENVIRONMENT MONITORING

© 2016 T.V. Zaks¹, Sc. Cand. (Med.), A.S. Kanukov^{1,2}, Sc. Cand. (Tech.), I.N. Maliev¹, Sc. Cand. (Phys.-Math.), D.A. Melkov¹, Sc. Cand. (Tech.), G.E. Tuaeov¹, D.B. Tuchashvili¹

¹Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Vladikavkaz branch of the Financial University Under the Government of the Russian Federation, Russia, 362002, Vladikavkaz, Molodezhnaya str., 7

Ekogeophysical factors of Vladikavkaz city environment is carried out: monitoring the indices of noise pollution, and the level of gamma and electromagnetic radiation are measured. The a change of dynamics n the indicated factors within the period from the year 2008 is examined.

It is established that values of electrical and magnetic indices parameters, and also the level of gamma emission at the studied city sites do not exceed the maximum permissible levels.

Keywords: monitoring, electromagnetic field, gamma-radiation, noise pollution.

УДК 550.3

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА ЗА ПЕРИОД 1960–2006 гг.

© 2016 Ш.Г. Идармачев, д.ф.-м.н., В.И. Черкашин, д.г.-м.н.,
А.Ш. Идармачев

ФГБУН Институт геологии ДНЦ РАН, Россия, 367030, г. Махачкала,
ул. М. Ярагского 75,
e-mail: idarmachev@yandex.ru

В работе проведен анализ пространственно-временного распределения сейсмичности территории Восточного Кавказа по двум различным каталогам: Дагестанского филиала геофизической службы РАН и Северной Евразии. Для периода наблюдений с 1960 по 2006 гг. максимальная концентрация эпицентров землетрясений сосредоточена в радиусе 40 км от центра с координатами 43,00° с.ш. и 47,00° в.д. Временное распределение землетрясений показывает, что всплески сейсмической активности совпадают с периодами: 1) сильного землетрясения магнитудой 6,6 в 1970 г.; 2) заполнения Чиркейского водохранилища в 1974 г.; 3) землетрясения магнитудой 5,7 в 1999 г. Установлено, что по числу и точности определения параметров очагов землетрясений каталог Дагестанского филиала геофизической службы РАН превосходит каталог Северной Евразии, тем самым позволяет исследовать сосредоточенную и рассеянную компоненты сейсмичности.

Ключевые слова: эпицентр землетрясений, сосредоточенная и рассеянная сейсмичности, график повторяемости, карта сейсмического районирования, региональный каталог, сейсмическая активность, магнитуда, очаг землетрясения, индекс Мирошты, кластеризованный.

Дагестан является самым сейсмически активным районом европейской части России. Как в историческом прошлом, так и в последние годы, здесь известны многочисленные сильные и разрушительные землетрясения. Это нашло свое отражение и на карте общего сейсмического районирования территории России. На рис. 1 представлен фрагмент карты ОСР97-С.



Рис. 1. Зоны интенсивности сотрясений в баллах MSK-64 для Восточного Кавказа

Видно, что значительная часть территории Восточного Кавказа, включая крупные города, располагается в зоне ожидаемых землетрясений 10 и более баллов для периода повторяемости 5000 лет.

Для исследования сейсмичности Дагестана и прилегающих районов были использованы следующие каталоги: региональный каталог Dag [Общий каталог..., 2007] и каталог Северной Евразии, составленный для работы над картами ОСР97, Eur [Каталог землетрясений Северной Евразии..., 1993] который в настоящее время продлен до 2006 г. Последний содержит и историческую часть, которая рассматривается отдельно. Для анализа была выбрана территория, слегка выходящая за административные границы республики: $41,00^{\circ}$ – $44,00^{\circ}$ с.ш.; $45,50^{\circ}$ – $49,00^{\circ}$ в.д.

На рис. 2 приведены карты эпицентров, построенные по данным каталогов DAG и EUR для интервала времени с 1960 г.

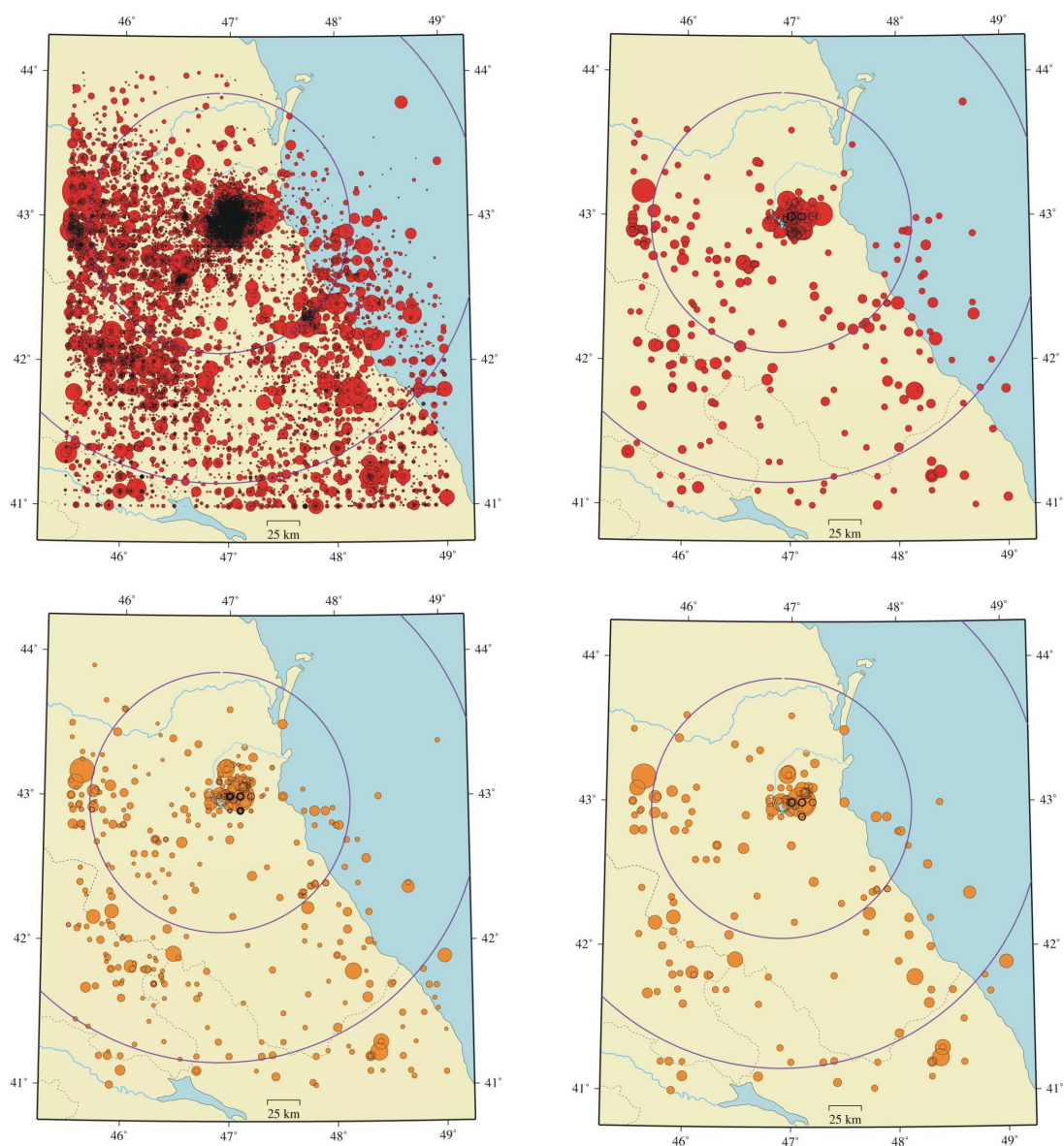


Рис. 2. Карты эпицентров землетрясений, зарегистрированных на территории Дагестана по каталогам DAG (а, б) и EUR (в, з); в) и з) для $K > 11$

Анализ представленных карт показывает, что несмотря на существенную разницу в числе сейсмических событий в каждом из рассмотренных каталогов (DAG с 1960 по 2005 г. содержит 11965 событий, EUR 427, а для $K > 11$ DAG 358 и EUR

184), основные особенности пространственного распределения эпицентров весьма стабильны. Это не дает нам возможности выбрать предпочтительный каталог и заставляет в ответственных ситуациях пользоваться двумя. Временной аспект представляют графики рис. 3.

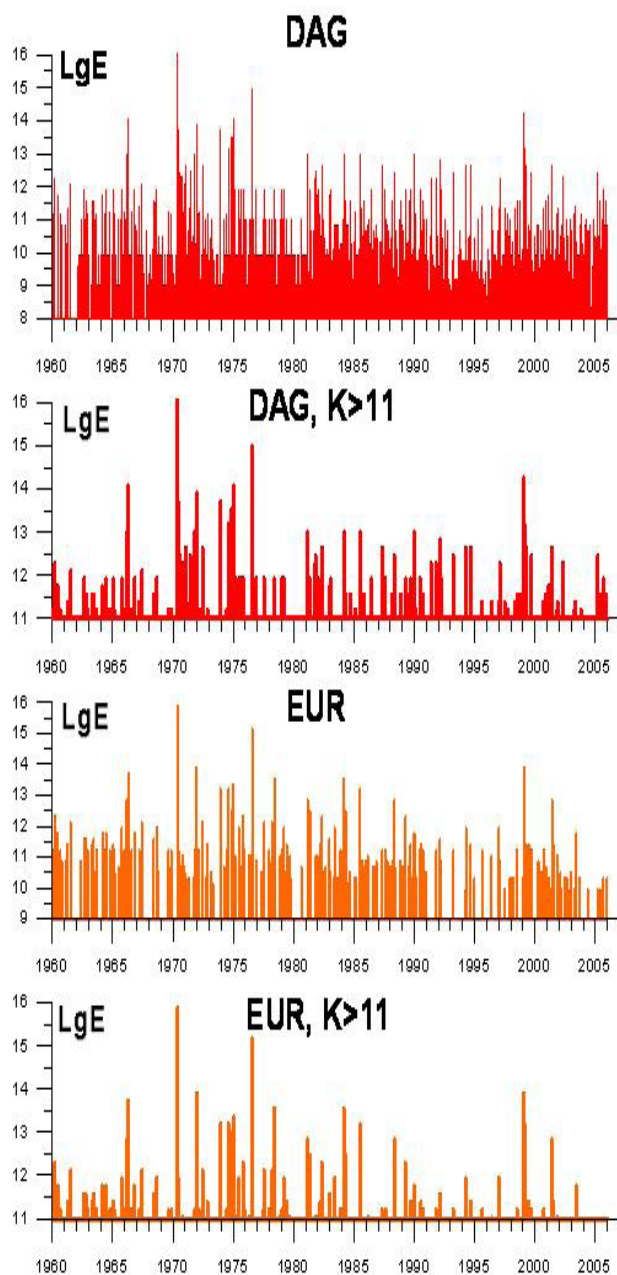


Рис. 3. Временной ход сейсмичности для разных каталогов

Из графика следует, что общие тенденции временного хода также сохраняются для двух каталогов, хотя, если пытаться выделить детали, то каталог DAG представляется более предпочтительным.

Историческая часть каталога EUR начинается с 457 г. [Новый каталог..., 1977]. И хотя исторический каталог заведомо не полон, карта распределения эпицентров представлена на рис. 4.

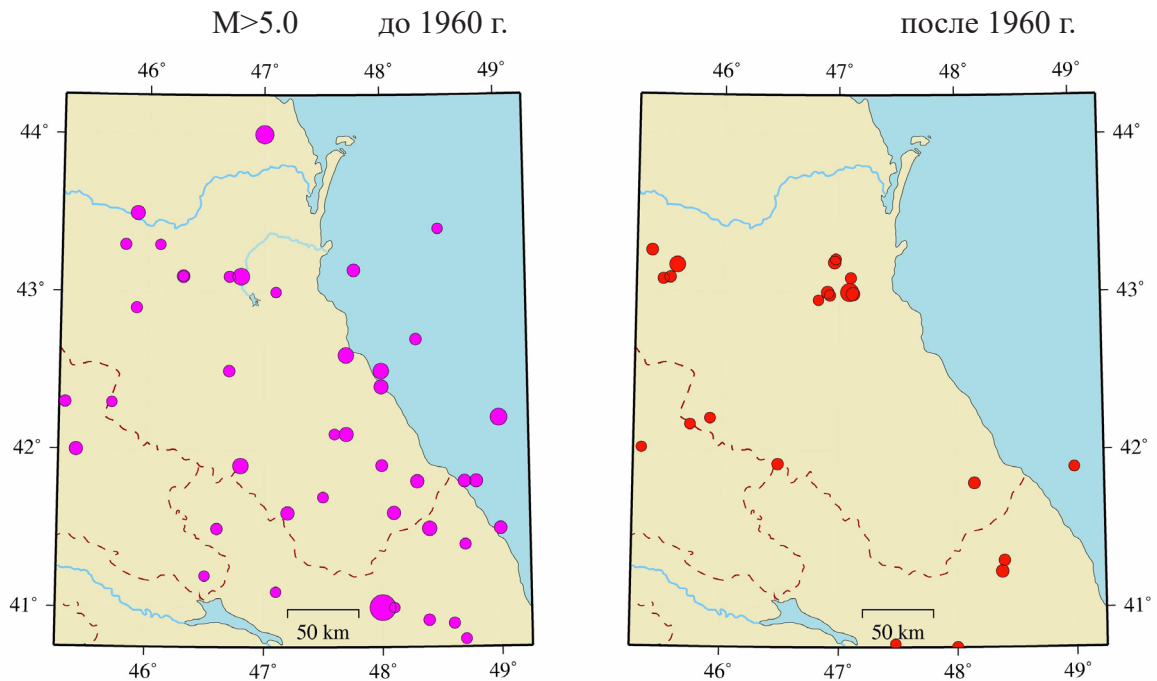


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений по каталогу EUR для $M > 5,0$ и двух интервалов времени

Из рисунка можно видеть, что землетрясения за большой период времени (до 1960 г.) покрывают территорию гораздо равномернее, чем события последних 45 лет. Это, конечно, отражает меньшую точность исторических данных, но, в первую очередь, говорит о высокой сейсмической опасности практически для всей территории.

Рассмотрим графики повторяемости по этим двум каталогам, рис. 5. Данные до 1960 г. представительны для слишком больших магнитуд, поэтому не рассматриваются. Для интервала с 1960 г., судя по графикам повторяемости, представительность по магнитуде для каталога EUR $M > 3,25$, а для каталога DAG $M > 2,75$. Наклон, особенно для каталога DAG получается близким к 170 ($b = 0,97$), что косвенно подтверждает качество каталога.

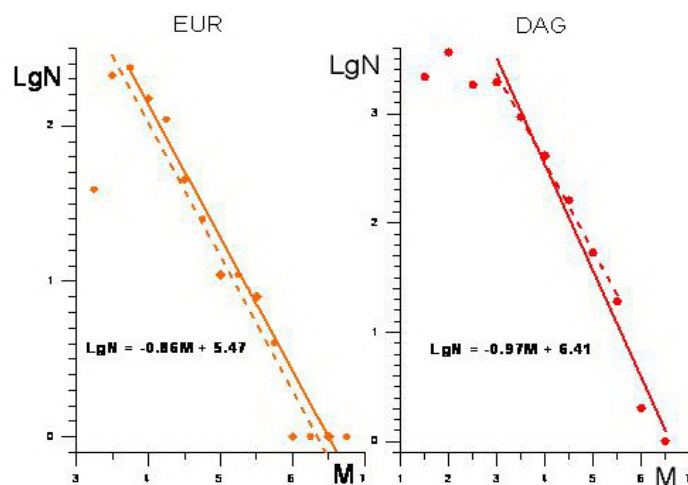


Рис. 5. Графики повторяемости

На рис. 6 представлены графики изменения во времени сейсмической активности A_{10} и наклона графика повторяемости γ за период 1960–2005 гг. На графике A_{10} (Dag) максимальные пики совпадают со временами сильных землетрясений в исследуемом районе: 14.05.1970, 23.12.1974, 09.01.1975, 28.07.1976, 31.01.1999. Все эти сильные землетрясения произошли в районе Сулакского каскада ГЭС (ближе 40 км от центра Чиркейского водохранилища) и только событие 1976 г. удалено на 110 км. В период этих землетрясений на графике повторяемости γ (Dag) наблюдается увеличение угла наклона от 0,2–0,3 до 0,6–0,65. В последующие 5 лет он увеличивается до 0,45 и держится стабильно, примерно, на этом же уровне.

Картина на графиках для каталога EUR несколько иная, и если для активности определенная преобладанность может быть отмечена, хоть и в сильно сглаженном виде, то для наклона графика повторяемости картина сильно отличается. Впрочем, это обстоятельство вполне объясняется недостаточностью статистики по каталогу EUR.

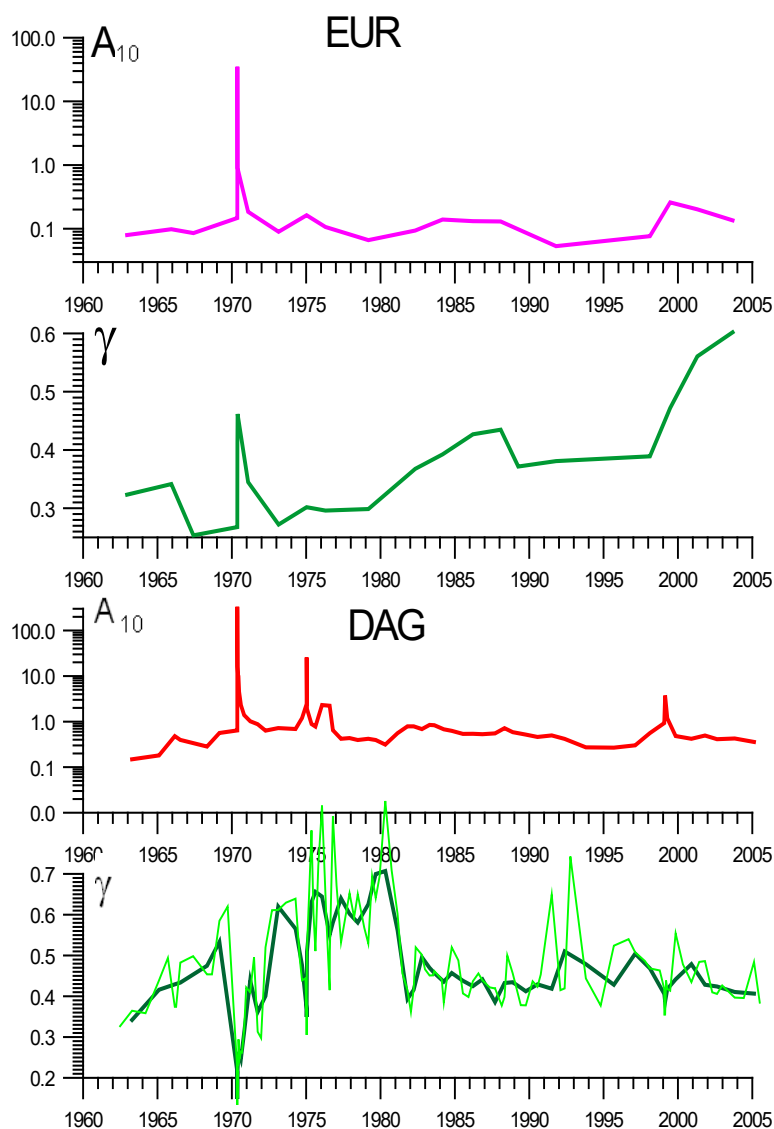


Рис. 6. Временной ход сейсмической активности (A_{10}) и наклона графика повторяемости (γ) за период 1960–2006 гг., построенные по различным каталогам; γ по DAG сделан с разными значениями окна осреднения (100 и 50 событий), для EUR окно 40 событий

Поскольку на картах эпицентров землетрясений для интервалов с 1960 г. хорошо видны сгущения и разрежения в облаке эпицентров, представилось целесообразным более детально рассмотреть это явление, воспользовавшись методикой разделения сейсмичности на сосредоточенную и рассеянную компоненты сейсмичности [Арефьев и др., 1989]. Методика основана на одном из вариантов кластерного анализа, а также использует индекс Мирошиты [Ouchi, Uekawa, 1985; Арефьев, 2003]. Индекс Мирошиты позволяет диагностировать характер пространственного распределения точек (в нашем случае эпицентров землетрясений) на плоскости, отличая регулярное, случайное и кластеризованное (сгущенное) и даже оценивать степень сгущенности. На базе каталога DAG такое разделение было выполнено и результат представлен на рис. 7. Хорошо виден высокий уровень кластеризованности. Наибольшая концентрация эпицентров отмечается в районе Сулакского каскада ГЭС. Однако по величине наклона графика повторяемости компоненты различаются незначительно.

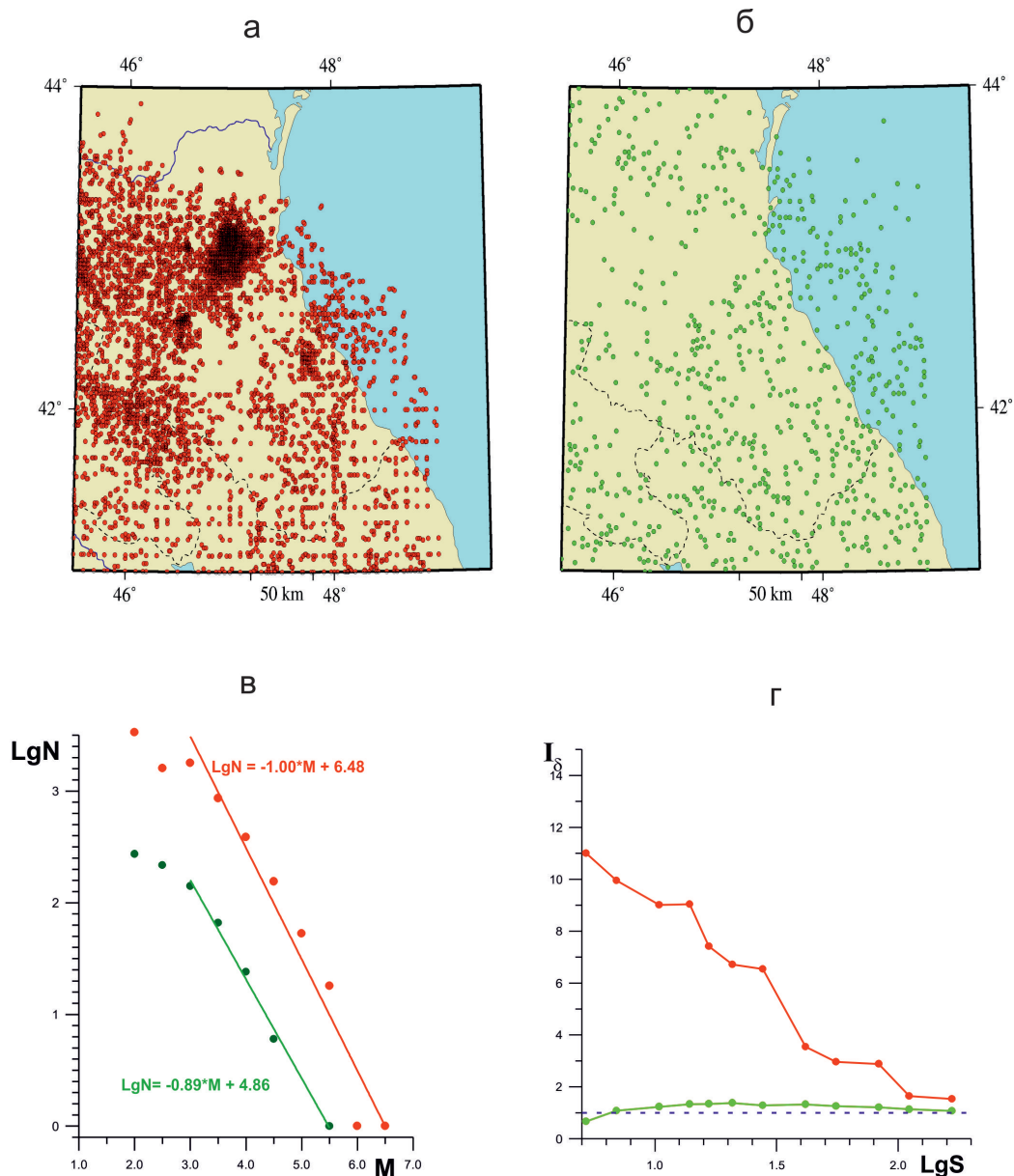


Рис. 7. Карты эпицентров для сосредоточенной (а) и рассеянной (б) компонент сейсмичности, графики повторяемости (в) и графики индекса Мирошиты (г) для соответствующих компонент

Выводы

1. На основе анализа сейсмичности территории Восточного Кавказа период наблюдений 1960–2006 гг. по двум различным каталогам – Дагестанского филиала геофизической службы РАН и Северной Евразии – установлено, что наибольшая концентрация очагов землетрясений сосредоточена на территории Дагестана с координатами $43,00^\circ$ с.ш. и $47,00^\circ$ в.д. Максимальная концентрация очагов наблюдается в районе Сулакского каскада ГЭС, в радиусе 40 км от центра Чиркейского водохранилища.

2. Временное распределение землетрясений показывает, что всплески сейсмической активности совпадают с периодами: 1) сильного землетрясения магнитудой 6,6 в 1970 г.; 2) заполнения Чиркейского водохранилища в 1974 г.; 3) землетрясения магнитудой 5,7 в 1999 г.

3. По числу и точности определения параметров очагов каталог Дагестанского филиала геофизической службы РАН превосходит каталог Северной Евразии, тем самым позволяет исследовать сосредоточенную и рассеянную компоненты сейсмичности.

Литература

1. Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В. Способ измерения параметров сейсмического режима. А.с. №4610030/31 от 27.12.1989
2. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 375 с.
3. Каталог землетрясений Северной Евразии. – Обнинск. – 1993. – 65 с.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.: Наука, 1977. – 519 с.
5. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. – Махачкала.: Эпоха, 2007. – 393 с.
6. Ouchi T., Uekawa T. Statistical analysis of the spatial distribution of the earthquakes – variation of the spatial distribution of the earthquakes before and after large earthquakes // Prepr.Subm. Phys. Earth and Planet Inter. – 1985. – 19 p.

SEISMICITY OF THE TERRITORY OF THE EASTERN CAUCASUS FOR THE PERIOD 1960–2006

**© 2016 S.G. Idarmachev, Sc. Doctor (Phys.-Math.), V.I. Cherkashin,
Sc. Doctor (Geol.-Min.), A.S. Idarmachev**

Institute of Geology of Dagestan Scientific Center of Russian Academy of Sciences,
Russia, 367030, Makhachkala, Str. M. Yaragsky 75,
e-mail: idarmachev@yandex.ru

In work the analysis of spatial-temporal distribution of seismicity the territory of the Eastern Caucasus in two different directories, the Dagestan branch of the geophysical service RAS and Northern Eurasia. For the observation period from 1960 to 2006. the maximum concentration of epicenters of earthquakes are concentrated within a radius of 40 km from the centre coordinates 43,00° Lat. and 47,00° Lon. The temporal distribution of earthquakes shows that bursts of seismic activity coincide with periods of: 1) a strong earthquake of magnitude 6,6 in 1970; 2) completion of Chirkei reservoir in 1974; 3) an earthquake of magnitude of 5,7 in 1999. Set that the number and accuracy of determining the parameters of earthquake sources directory of the Dagestan branch of the geophysical service of the RAS is superior to the catalogue of Northern Eurasia, thereby allows to explore a concentrated and scattered components of seismicity.

Keywords: earthquakes epicenter, concentrated and scattered seismicity, the graph of repetition, seismic zoning map, regional catalogue, seismic activity, magnitude, seismic center (earthquake focus), Miroshita index, clusterized.

УДК 551.4.013

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ ОБВАЛОВ, ИСПОЛЬЗУЮЩЕЙ МЕТОД ДИСКРЕТНОГО ЭЛЕМЕНТА

© 2016 А.Г. Кусраев¹, д.ф.-м.н., проф., Д.Г. Минасян², к.т.н.,
Н.С. Орлова^{2,3}, к.т.н., Д.Г. Пантлеев⁴, Ш.С. Хубежты¹, д.ф.-м.н.

¹ ФГБУН ФНЦ Владикавказский научный центр Российской академии наук,
362027, Россия, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22,
e-mail: KAG@smath.ru;

² Южный математический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский
научный центр Российской академии наук», 362027, Россия, г. Владикавказ, ул.
Маркуса, 22,
e-mail: davidmd@yandex.ru;

³ Финансовый университет при Правительстве Российской Федерации, 362002,
Россия, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7,
e-mail: norlova.umi.vnc@gmail.com;

⁴ Республиканский Физико-Математический Лицей-Интернат, 362011, Россия, г.
Владикавказ, ул. Минина, 15,
e-mail: demphys@gmail.com

Исследовалось движение обвала по склону, сопряженному с горизонтальным участком. Теоретическое исследование осуществлялось с использованием модели на основе метода дискретных элементов. Для верификации модели был проведен эксперимент на лабораторной установке. Представлено сравнение дальности пробега обвальной массы в зависимости от крутизны склона в экспериментах и расчетах. Получено удовлетворительное совпадение результатов.

Ключевые слова: математическое моделирование, обвал, метод дискретных элементов, результаты экспериментов, LIGGGHTS, дальность пробега, крутизна склона.

Введение

Обвал — это обрушение как отдельных глыб и блоков, так и более крупных объёмов твёрдых и относительно твёрдых горных пород из обнажений, расположенных на горном склоне или из крутой, почти отвесной верхней части склона, сопровождающееся их скатыванием, опрокидыванием и раскалыванием [Ломтадзе, 1977].

Важность изучения подобных явлений определяется целым рядом причин, среди которых опасность для жизнедеятельности человека на соответствующих территориях; распространённость, увеличивающаяся в связи с освоением горных и предгорных территорий; неожиданность их возникновения; участие в формировании и изменении рельефа местности и т.п.

Для исследования обвальных процессов применяются различные методы, среди которых важную роль играет математическое и компьютерное моделирование, в особенности для тех случаев, когда реальные наблюдения и создание эксперимен-

тальных моделей оказываются весьма затруднительными.

Основное влияние на скорость и характер движения обломков пород оказывает характер склона (как крутизна, так и свойства поверхности). В процессе движения по склону с примерно постоянным углом крутизны скорость движения обломков может значительно увеличиваться, причём этот рост будет зависеть от размеров и формы обломков, от характера склона и особенно от его крутизны. Более крупные или имеющие более округлую форму обломки движутся с большими скоростями и уносятся дальше от мест обрушения, чем обломки мелкие или неправильной формы [Алимбетова, 2015]. Большое влияние также оказывает взаимодействие и соударение друг с другом отдельных глыб в обваливающейся массе, что приводит к снижению скорости движения при массовых обвалах. Скорость движения одиночных обломков обычно больше, и они отлетают от места обрушения на большие расстояния.

В настоящее время оценка размеров зон поражения, вызванных обвалами массы горных пород, представляется актуальным научно-практическим исследованием. Этому исследованию посвящено много работ, как экспериментальных, так и теоретических [Божинский, Назаров, 1999; Михайлов, 2011а, б; Орлова, Волик, 2016; Dorren, 2003; Fangqiang Wei et al., 2003; Hungr, 1995; Manzella, Labiouse, 2013; Nilsen, 2008; Rammer et al., 2010]. Но влияние высоты исходного положения обвальных пород на склоне, их массы и крутизны склона на зону поражения остается не изученным до конца.

На сегодняшний день для описания обвалов используются, в основном, дискретные модели, которые описывают движение потока вещества в виде движения совокупности отдельных структурных частиц. Дискретные модели могут описывать движение потока вещества либо в виде группы отдельных не соударяющихся друг с другом частиц, каждая из которых без сопротивления проходит сквозь другую (соседнюю) частицу, либо в виде группы упруго соударяющихся друг с другом частиц [Михайлов, 2011а, б; Dorren, 2003; Hungr, 1995; Rammer et al., 2010]. Они позволяют моделировать ограниченное количество движущихся обломков. Увеличение количества моделируемых обломков требует достаточно мощных вычислительных ресурсов, т.к. необходимо рассматривать движение каждого обломка в отдельности. Известны также и континуальные модели обвалов [Божинский, Назаров, 1999; Орлова, Волик, 2016; Fangqiang Wei et al., 2003], в которых движущаяся масса вещества представляется в виде сплошной среды, характеризующейся неразрывным полем значений физических параметров.

В данной работе исследуется модель движения обломков горных пород с использованием метода дискретных элементов (МДЭ) (Discrete element method) [Pöschel, 2005]. Для проведения вычислений использовался свободный открытый программный код LIGGGHTS [<http://www.liggghts.com>], в котором реализован МДЭ.

В связи с тем, что реальные наблюдения обвалов весьма затруднительны, исследователи очень часто проводят эксперименты в лабораторных условиях. Следует отметить, что в таких экспериментах, как правило, в качестве материала используются одинаковые частицы небольших размеров (до нескольких миллиметров), изготовленные из стекла или пластмассы в форме дисков или сфер [Calvetti et al., 2000]. В одном из экспериментов в качестве материала использовались небольшие бруски гравия прямоугольной формы [Manzella, Labiouse, 2013]. Поскольку реальные обломки обвальной массы разного размера и имеют неправильную форму,

были проведены экспериментальные исследования, в которых в качестве материала использовались частицы доломита неправильной формы размером от 3 до 6 мм. Отметим, что обвальные породы достаточно часто состоят из доломита. Результаты экспериментов позволили провести верификацию модели движения обломков, в основе которой лежит метод дискретных элементов.

Методика проведения экспериментального исследования. Для проведения экспериментальных исследований использовалась лабораторная установка, изображенная на рис. 1. Она состояла из листа фанеры (1), имитирующего склон, сопряженного со вторым листом (2), расположенным горизонтально. Каждый лист имеет ширину 0,45 м и длину 1,5 м, с боковыми вставками (3) для предотвращения высыпания материала за пределы установки. Высота боковых вставок равна 0,2 м. Лист, имитирующий склон, расположен под углом к горизонтально лежащему второму листу. Конструкция выполнена таким образом, что за счет подвижной опоры (4) имеется возможность менять угол наклона первого листа (угол склона). С использованием дополнительной вставки (5) фиксировалось положение материала на наклонной поверхности до момента ее обрушения.

Эксперименты были проведены при значениях угла склона от 30 до 53 градусов и разных значениях высоты, на которой в начальный момент располагался материал. Дальность пробега материала на горизонтальном листе определялась путем проведения границы, разделяющей сплошную часть материала от части, в которой материал разрезен (рис. 2). Масса частиц доломита была равна 3 кг, 4 кг и 5 кг.

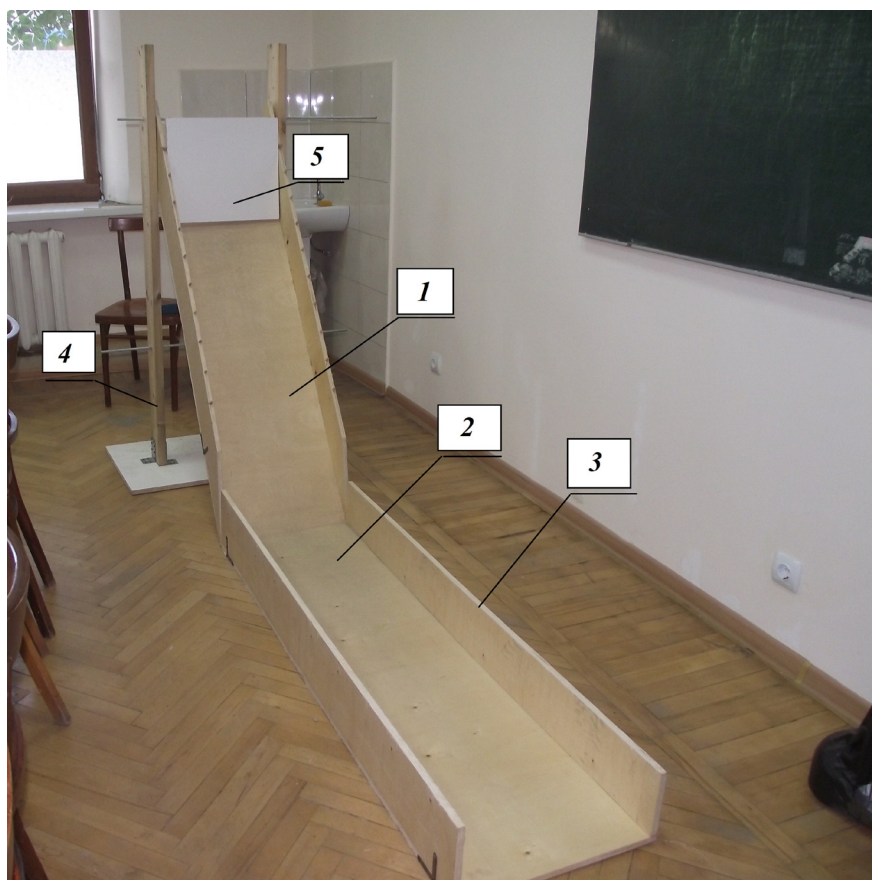


Рис. 1. Экспериментальная установка

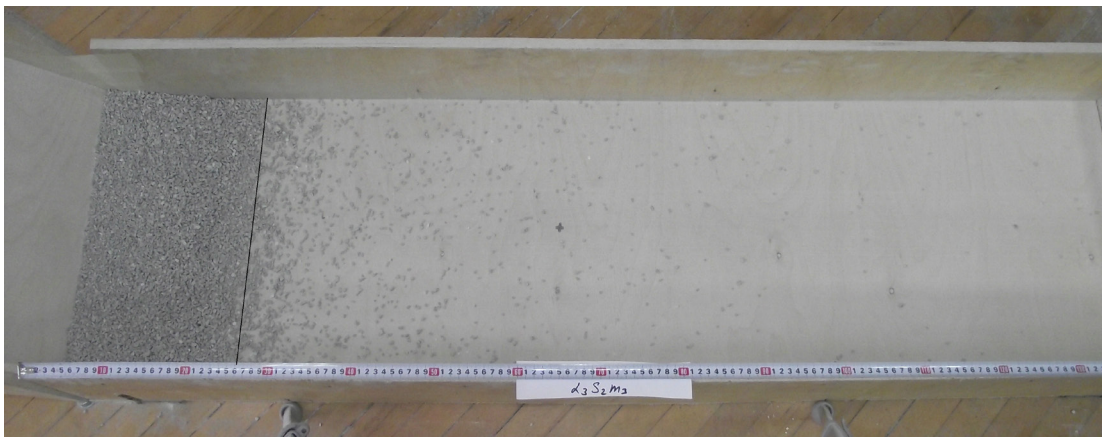


Рис. 2. Обрушение материала. Вид сверху

На рис. 3 представлена зависимость дальности пробега материала от высоты h , на которой располагался материал, при значении угла склона $\beta = 46$ градусов для случаев, когда масса материала равна 3 кг, 4 кг и 5 кг. Видно, что с увеличением высоты h дальность пробега материала увеличивается практически линейно.

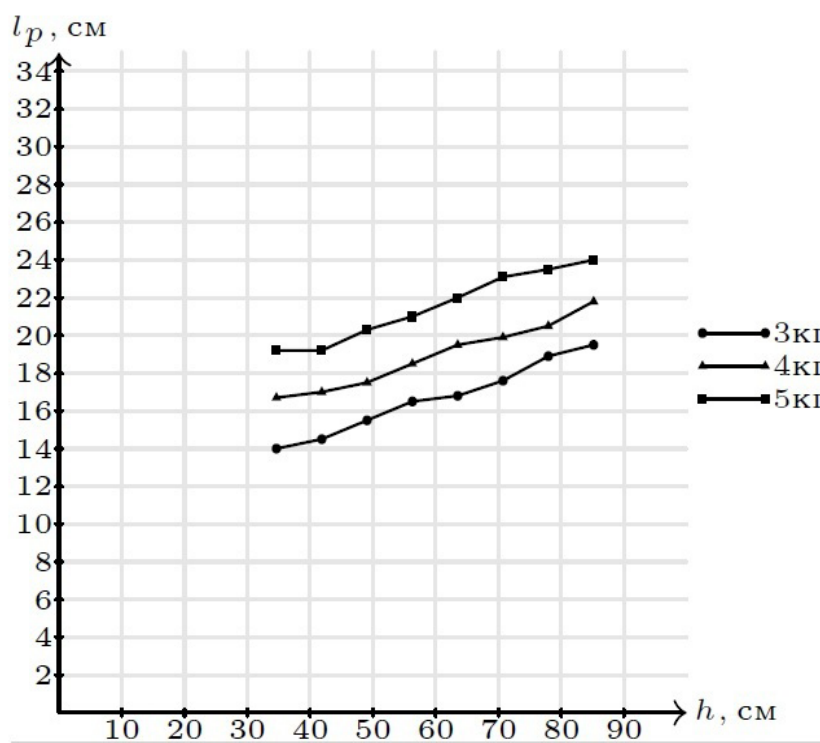


Рис. 3. Зависимость дальности пробега материала от высоты

На рис. 4 представлена зависимость дальности пробега материала от угла склона β при разных значениях массы материала. Высота, на которой в начальный момент располагался материал, равна 50 см. Видно, что с влиянием увеличения угла склона на дальность пробега при постоянном значении высоты также приблизительно линейно, но более значительно, чем влияние высоты при постоянном значении угла склона.

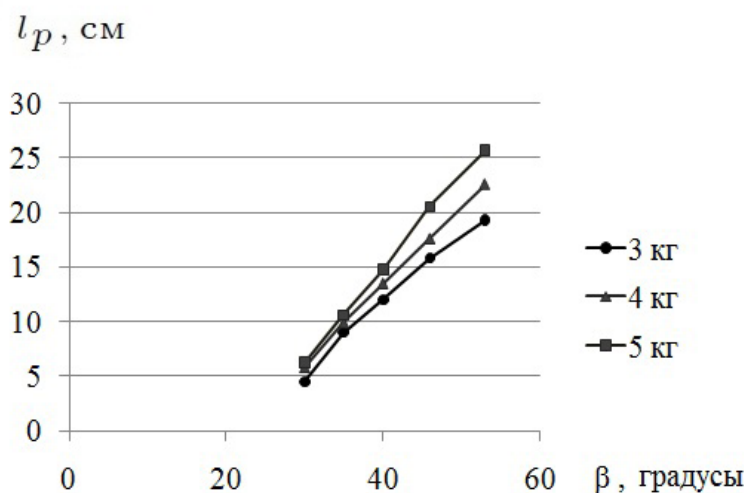


Рис. 4. Зависимость дальности пробега материала от угла склона

Модель на основе МДЭ. Для теоретического исследования движения обломков использовался метод дискретных элементов. В основе МДЭ — уравнения механического движения каждой частицы [Kesava Rao., Prabhu, 2008]:

$$\begin{cases} m_i \frac{d\bar{V}_i}{dt} = m_i \bar{b} + \sum_{j=1}^k \bar{F}_j; \\ I_i \frac{d\bar{\omega}_i}{dt} = \sum_{j=1}^k (\bar{T}_j + \bar{M}_j), \end{cases} \quad (1)$$

где m_i — масса частицы; i — индекс частицы, относительно которой рассматривается система уравнений (1); \bar{V}_i — вектор линейной скорости центра масс; I_i — момент инерции; $\bar{\omega}_i$ — вектор угловой скорости; \bar{b} — вектор массовой силы; \bar{F}_j — внешняя сила, действующая на частицу i через контакт с частицей j ; j — индекс частицы, находящейся в контакте с частицей i ; k — число частиц в контакте с частицей i ; \bar{T}_j — внешний крутящий момент, связанный с контактным взаимодействием частиц i и j ; \bar{M}_j — момент сопротивления качению.

В МДЭ применяется допущение, что каждая частица представляет собой сферу радиусом R_i . Приемлемость этого допущения проверялась путем сравнения с результатами эксперимента. Схематически взаимодействие между частицами i и j представлено на рис. 5 (где \bar{V}_i, \bar{V}_j — векторы скорости центров масс частиц; $\bar{\omega}_i, \bar{\omega}_j$ — векторы угловой скорости; \bar{r}_i, \bar{r}_j — радиус-векторы; \bar{n} — вектор нормали вдоль линии, соединяющей центры частиц i и j).

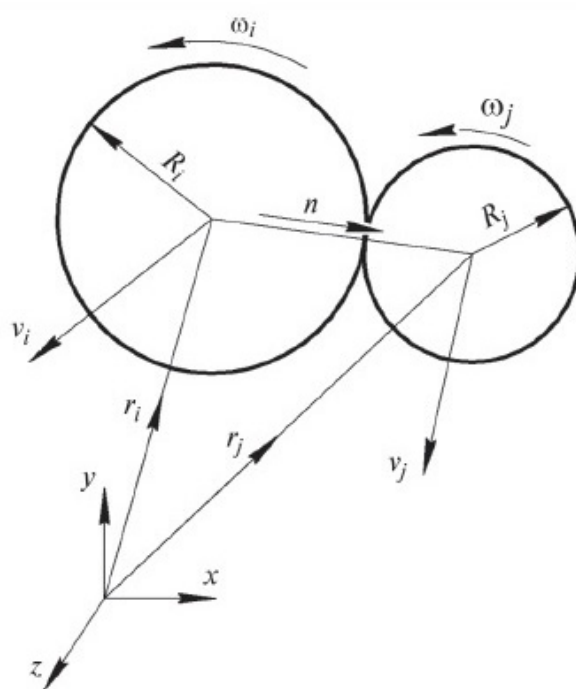


Рис. 5. Две контактирующие сферические частицы i и j

Для описания контактного взаимодействия между частицами в МДЭ применяются различные постановки. Наиболее часто используется модель Герца-Миндлина [Makse et al., 2004], в которой предполагается, что частицы при контакте не деформируются, а перекрывают друг друга на величину \hat{i} , образуя пятно контакта. Суммарная сила взаимодействия между двумя частицами состоит из нормальной и тангенциальной составляющих \bar{F}_{nj} , \bar{F}_{rj} [Kesava Rao., Prabhu, 2008; Makse et al., 2004; Pöschel, 2005; Jun Ai et al., 2011]:

$$\bar{F}_{nj} = k_n \hat{i}_n \bar{n} - \tilde{a}_n \bar{V}_n; \quad (2)$$

$$\bar{F}_{rj} = -\min\{k_t \hat{t}_t \bar{t} - \tilde{a}_t \bar{V}_t; \hat{i}_s \bar{F}_n\}, \quad (3)$$

где $k_n = (4/3)E^* \sqrt{R^* \hat{i}_n}$ – коэффициент упругости при контактном взаимодействии; $\frac{1}{E^*} = \frac{1-V_i^2}{E_i} + \frac{1-V_j^2}{E_j}$ – эффективный модуль упругости; E_i , E_j – модули упругости взаимодействующих частиц при одноосном растяжении/сжатии, ν_i, ν_j – коэффициенты Пуассона взаимодействующих частиц; $1/R^* = 1/R_i + 1/R_j$ – приведенный радиус частиц; $\hat{i}_n = R_i + R_j - \langle \bar{r}_j - \bar{r}_i, \bar{n} \rangle$ – относительное нормальное перекрытие частиц при контактном взаимодействии; $\tilde{a}_n = -2\sqrt{5/3} \hat{a} \sqrt{E^* m^*} \sqrt{R^* \hat{i}_n} \geq 0$ – коэффициент демпфирования в нормальном направлении к контакту; $\hat{a} = h e_j / \sqrt{h^2 e_j + \pi^2}$ – безразмерный коэффициент демпфирования; e_j – коэффициент реституции (вос-

становления) между материалами частиц i и j ; $1/m^* = 1/m_i + 1/m_j$ – приведенная масса; $\bar{V}_j = \bar{V}_i - \bar{V}_j + (R_i \bar{\omega}_i + R_j \bar{\omega}_j) \times \bar{n}$ – относительная скорость в точке контакта частиц; $\bar{V}_n = \langle \bar{V}_j, \bar{n} \rangle \bar{n}$ – нормальная составляющая \bar{V}_j ; $\bar{V}_t = (\bar{n} \times \bar{V}_j) \times \bar{n}$ – тангенциальная составляющая \bar{V}_j ; \hat{i}_s – коэффициент трения скольжения; $\hat{i}_t = \int_{t_0}^t |(\bar{n} \times \bar{V}_j) \times \bar{n}| dt$ – относительное тангенциальное перекрытие частиц, которое началось в момент времени t_0 и длится до данного момента времени t ; $\bar{t} = \bar{V}_t / |\bar{V}_t|$ – единичный тангенциальный вектор; $k_t = 8G^* \sqrt{R^* \hat{i}_n}$ – коэффициент сдвига при контактном взаимодействии; $\frac{1}{G^*} = \frac{2(2 + \nu_i)(1 - \nu_i)}{E_i} + \frac{2(2 + \nu_j)(1 - \nu_j)}{E_j}$ – эффективный модуль сдвига; $\tilde{a}_t = -4\sqrt{5/3} \hat{i}_t \sqrt{G^* m^*} \sqrt{R^* \hat{i}_n} \geq 0$ – коэффициент демпфирования в тангенциальном направлении к контакту.

Крутящий момент, действующий на частицу, создается тангенциальной силой \bar{F}_{tj} и определяется выражением

$$\bar{T}_j = (R_i \bar{n}) \times \bar{F}_{tj} \quad (4)$$

При относительном движении частиц также возникает момент сопротивления качению \bar{M}_j [30]

$$\bar{M}_j = -\hat{i}_r k_n \hat{i}_n R^* \frac{\bar{\omega}_i}{|\bar{\omega}_i|}, \quad (5)$$

где \hat{i}_r – коэффициент трения качения.

В качестве начальных условий принимались координаты всех частиц системы и их начальные скорости, а в качестве граничных условий – взаимодействие с границами расчетной области.

Рассчитывая силы взаимодействия (2)-(5) и интегрируя по времени систему уравнений (1), получали скорости и перемещения каждой частицы системы [Kesava Rao., Prabhu, 2008], а затем изменение положения частиц.

Сравнение результатов экспериментов и расчетов. В работах [Budetta, Santo, 1994; Nappi et al., 2013] используются разные значения нормального коэффициента восстановления в случае столкновения частиц доломита (от 0,2 до 0,5). Кроме того, в работе [Rockfall hazard..., 2003] для нормального коэффициента восстановления в случае взаимодействия обвальных пород с подстилающей поверхностью используется значение 0,35. В данной работе для проведения расчетов использовалось среднее значение нормального коэффициента восстановления в случае столкновений частиц друг с другом и с поверхностью, которое равно 0,3. Коэффициент трения принимался равным 0,7 [Smith, Faulkner, 2010]. Величина модуля Юнга для доломита равна 3×10^5 кг/см², а коэффициента Пуассона равен 0,14 [What are the values..., 2015]. В расчетах использовались монодисперсные сферические частицы диаметром 5 мм, что примерно соответствует среднемассовому размеру частиц в экспериментах. При проведении параллельных вычислений на четырехядерном процессоре с частотой 3,1 Ггерц время расчета одного варианта составляло примерно 2 часа.

На рис. 6 представлено положение частиц доломита после обрушения, полученное при визуализации результатов расчета. Использовалось значение массы доломита $m = 3$ кг, угла склона $\beta = 35$ градусов, высоты, на которой располагался материал, $h = 50$ см. Размеры расчетной области соответствовали размерам экспериментальной установки. Дальность пробега материала определялась так же, как в экспериментальных исследованиях.

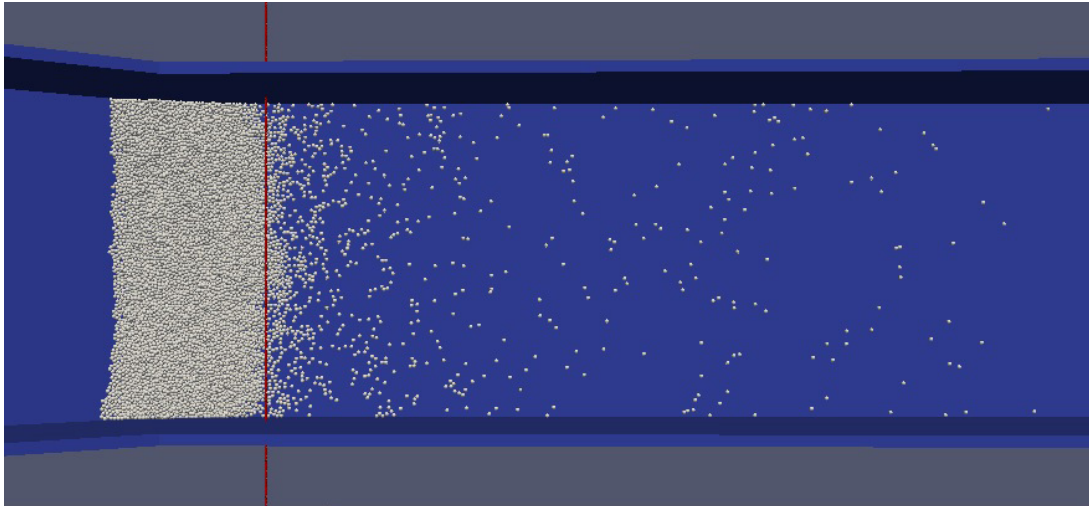


Рис. 6. Положение частиц доломита после обрушения

На рис. 7 представлено сравнение результатов экспериментов с результатами расчетов для случая, когда $m = 3$ кг, $h = 50$ см, при разных значениях угла β . Кривая 1 соответствует результатам экспериментов, кривая 2 – результатам расчетов.

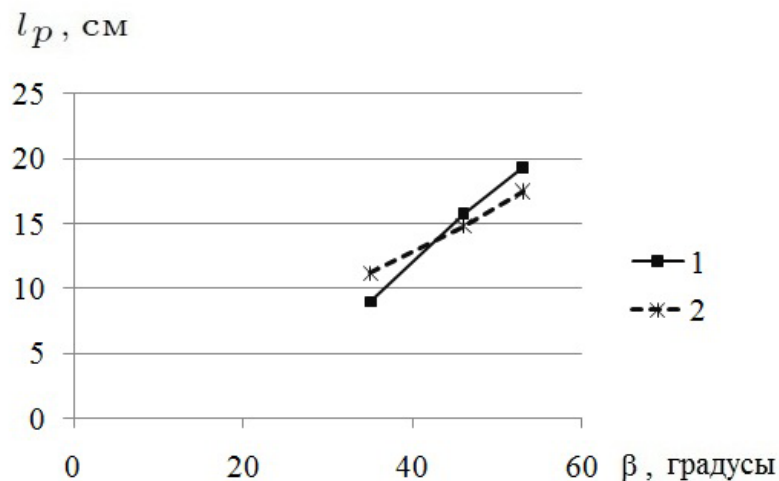


Рис. 7. Зависимость дальности пробега материала от угла склона. Сравнение результатов экспериментов с результатами расчетов.

В целом, результаты расчетов удовлетворительно описывают эксперимент. Дальность пробега возрастает практически линейно с увеличением угла склона. При малых значениях угла склона ($\beta = 35$ градусов) наблюдается небольшое завышение результатов расчетов по сравнению с экспериментальными данными. В

остальных случаях (когда $\beta = 46$ градусов и $\beta = 53$ градуса) расчетные значения несколько ниже экспериментальных. Небольшое расхождение результатов расчетов и экспериментов можно объяснить как недостаточной точностью определения дальности пробега материала и в экспериментах и при обработке результатов расчетов, так и тем, что при проведении расчетов использовались сферические частицы одного размера. В действительности, в экспериментах частицы доломита имеют неправильную форму, и их размеры варьируются от 3 до 6 мм.

Заключение

По результатам проведенных исследований можно сделать вывод о том, что модель на основе метода дискретных элементов можно использовать для описания движения обвальных пород и оценки области поражения при обвалах. Увеличение в исследованном диапазоне угла склона и высоты, на которой в начальный момент располагается материал, приводит к пропорциональному увеличению дальности пробега материала.

Участие второго и третьего авторов в настоящей работе поддержаны грантом РФФИ № 16-35-00147.

Литература

1. Алимбетова А.Ж. Защита от оползней в водонасыщенных грунтах с использованием коробчатых габионов: монография – Алматы: НАО КазНУ имени К.И. Сатпаева, 2015 – 124 с.
2. Божинский А.Н., Назаров А.Н. Динамика двухфазного селевого потока // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1999. – №5. – С. 15–20.
3. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: «Недра», 1977. – 479 с.
4. Михайлов В.О. Классификация численных математических моделей селевых и склоновых процессов // Инженерная геология. – 2011а. – №3. – С. 56–63.
5. Михайлов В.О. Трехмерная математическая модель обвальных процессов. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2011б. – № 4. – С. 53–58.
6. Орлова Н.С., Волик М.В. Математическое моделирование движения обвалов с использованием континуального подхода // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2016. – №3. – С. 20–24.
7. Budetta P., Santo A. Morphostructural evolution and related kinematics of rock-falls in Campania (Southern Italy) // Engineering Geology. – 1994. – V.36. – Pp. 197–210.
8. Calvetti F., Crosta G., Tatarella M. Numerical simulation of dry granular flows: from the reproduction of small-scale experiments to the prediction of rock avalanches // RIVISTA ITALIANA DI GEOTECNICA. – 2000. – №2. – P. 21–38.
9. Dorren L.K.A. A review of rockfall mechanics and modeling approaches // Progress in Physical Geography. – 2003. – V.27. №1. – P. 69–87.
10. Fangqiang Wei, Hu Kaiheng, Jose Luis Lopez, Cui Peng. Method and its application of the momentum model for debris flow risk zoning. Chinese Science Bulletin. – 2003. – №48(6). – P. 594–598.
11. Hungr O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and avalanches // Canadian Geotechnical Journal. – 1995. – V. 32. №4. – P. 610–623.
12. K. Kesava Rao., Prabhu R. Nott. An Introduction to Granular Flow: New York, Cambridge University Press. –2008. – 512 p.

13. LIGGGHTS Open Source Discrete Element Method Particle Simulation Code. <http://www.liggghts.com>.
14. Makse H.A., Gland N., Johnson D.L., Schwartz L. Granular packings: Nonlinear elasticity, sound propagation, and collective relaxation dynamics // *Phys. Rev. E.* – 2004. – V. 70. – P. 061302.
15. Manzella I., Labiouse V. Empirical and analytical analyses of laboratory granular flows to investigate rock avalanche propagation // *Landslides*, 10. – 2013. – P. 23–36.
16. Nappi M., Busetto P., Lombardi G., Minotti C. Rockfall run-out estimate comparing empirical and trajectographis approaches // *Landslide Science and Practice v.6 Risk Assesment, Managemement and Mitigation (MargottiniC., Canuti P., Sasse K.)* Springer. – 2013. – Pp. 177–182.
17. Nilsen M. Modelling of rockfall runout range. Employing empirical and dynamical methods // *Master Thesis in Geosciences Discipline: Environmental geology and geohazards. Department of Geosciences, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo.* – 2008. – 96 p.
18. Pöschel T. Computational Granular dynamics models and algorithms. Berlin Heidelberg New York, Springer. – 2005. – 322 p.
19. Rammer W., Brauner M., Dorren L.K.A., Berger F., Lexer M.J. Evaluation of a 3-D rockfall module within a forest patch model // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2010. – №10. – P. 669–711.
20. Rockfall hazard evaluation and mitigation design PG&E Diablo Canyon ISFSI (Project by Bachhuber J.L., Lettis W. at al.) April 30, 2003, 149 pp. pbadupws.nrc.gov/docs/ML0315/ML031560687.pdf (дата обращения: 14.11.2016).
21. Smith S.F., Faulkner D.R.. Laboratory measurements of the frictional properties of the Zuccale low-angle normal fault, Elba Island, Italy // *Journal of Geophysical Research*, V. 115, B02407, doi:10.1029/2008JB006274, 2010.
22. Jun Ai, Jian-Fei Chen, Rotter J.M., Jin Y. O. Assessment of rolling resistance models in discrete element simulations // *Powder Technology*. – 2011. – V. 206(3). – P. 269–282.
23. What are the values of modulus of elasticity & poisson's ratio for different rocks? <http://civilblog.org/2015/02/13/what-are-the-values-of-modulus-of-elasticity-poissons-ratio-for-different-rocks/> (дата обращения: 14.11.2016).

VERIFICATION OF ROCKFALL MODEL, BASED ON THE DISCRETE ELEMENT METHOD

© 2016 A.G. Kusraev¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., D.G. Minasyan², Sc. Cand. (Tech.), N.S. Orlova^{2,3}, Sc. Cand. (Tech.), D.G. Pantileev⁴, Sh.S. Khubezhty², Sc. Doctor (Phys.-Math.)

¹Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Russia, 362027, Vladikavkaz, Markusa street, 22, e-mail: KAG@smath.ru;

²South Mathematical Institute of VSC RAS, Russia, 362027, Vladikavkaz, Markusa street, 22, e-mail: davidmd@yandex.ru;

³Financial University under the Government of RF, South mathematical institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Molodezhnaya street, 7, e-mail: norlova.umi.vnc@gmail.com;

⁴Republican Physics and Mathematics Lyceum-Boarding, Russia, 362011, Vladikavkaz, Minina street, 15, e-mail: demphys@gmail.com

The rockfall movement of the slope, which is associated with the horizontal section, was investigated. The theoretical investigation was performed using model, based on the Discrete element method. The experimental investigation was performed using laboratory equipment. Comparison between the experiment results and calculations were presented. Numerical calculations of the affected area of rockfall, performed for various values of the slope angle to horizontal surface, satisfactorily describe experiments.

Keywords: mathematical modeling, rockfall, Discrete element method, experiment results, LIGGGHTS, affected area, slope angle.

УДК 556.3.06

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ АНАЛОГИЙ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫМ СПОСОБОМ

© 2016 А.В. Мохов, д.г.-м.н.

ФБГУН Институт аридных зон Южного научного центра РАН, Россия, 344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, e-mail: mokhov_av@mail.ru

Ведущей причиной низкого качества прогнозов гидрогеологических условий и последствий освоения угольных залежей подземным способом служит трансформация гидродинамических характеристик и фильтрационной структуры горного массива в ходе сдвижения и под влиянием затопления горных выработок. Наиболее эффективным способом разработки прогнозов является использование метода гидрогеологических аналогий. На основе обобщения значительного и разнопланового материала эксплуатации развита научная основа для его применения.

Выявлена аттрактивность ряда гидродинамически значимых последствий трансформации горного массива под влиянием указанных техногенных воздействий, определен ряд аттракторов, что позволяет использовать априорную информацию для целей гидрогеологического прогнозирования на основе минимума геологоразведочных данных.

Ключевые слова: месторождения угля, подземная эксплуатация, ликвидация шахт, водопритоки в горные выработки, геозкологические последствия ликвидации, трансформация проницаемости, аттрактивность процессов и явлений, прогнозирование, метод гидрогеологических аналогий.

Вопросы обеспечения приемлемых гидрогеологических условий освоения угольных месторождений и минимизации, связанных с водной группой факторов отрицательных воздействий на окружающую среду имеют значительную актуальность, особенно, для участков подземных разработок.

Практика свидетельствует о низком качестве прогнозов проявлений водного фактора, слабой управляемости гидрогеологическими условиями эксплуатации. Весьма типичны, в частности, серьезные ошибки в прогнозировании ключевого показателя – величины и локализации притоков воды в горные выработки, возможно расхождение их с фактическими значениями на десятки, нередко – сотни процентов, особенно при управлении горным давлением способом полного обрушения кровли. Многие гидрогеологические события считаются практически не поддающимися прогнозированию и управлению.

Новые проблемы поставила ликвидация угольных шахт. Памятны в этой связи катастрофические последствия серии внезапных прорывов воды в шахту «Западная» («Западная-Капитальная») (Восточный Донбасс) в 2003 г.

Недооценка значения внедрения научных разработок в горное производство, сокращение геологических служб шахт резко снизили безопасность и производительность работ, привели к росту себестоимости угледобычи.

Анализ состояния вопроса показывает, что главными причинами низкого качества прогнозов служат недооценка и проблемность учета изменений свойств гор-

ного массива под влиянием таких факторов как его сдвигание и затопление горных выработок. Эти воздействия приводят к коренному преобразованию проницаемости, ёмкостных свойств и фильтрационной структуры массива [Мохов, 2012].

Изменяя его состояние, техногенные воздействия способны тем самым во многом обесценить результаты выполненных в обстановке естественного залегания или до начала горных работ разведочных исследований.

Проявления такого крупномасштабного процесса как сдвигание пород охватывает горный отвод угледобывающего предприятия. Ему сопутствует резкое возрастание проницаемости (на несколько порядков) и ёмкостных свойств (кратно) пород, устанавливается гидравлическая взаимосвязь удаленных друг от друга на сотни (и более) метров областей горного массива. Максимальной трансформации подвергается, как правило, толща пород над очистными выработками.

Соизмеримое воздействие может оказать глубокое затопление систем горных выработок как спусковой крючок нового этапа трансформации массива.

Весьма яркой иллюстрацией изменений среды служит, например, обнаруженное в Восточном Донбассе резкое и скоротечное возрастание проницаемости пород и градиентов гидравлического напора подземной гидросферы вокруг затопленных шахт, что может привести к перетокам больших объемов шахтных вод в другие выработки (как это произошло на шахте «Западная») [Мохов, 2005; Мохов и др., 2005], импульсному выделению воды на земную поверхность [Мохов, 2005], а также дальнему самопроизвольному растеканию шахтных вод в недрах [Мохов, 2011].

Имеются и другие причины низкой разрешающей способности разведки, в частности, многофакторность формирования свойств массива, неясность технологии получения на основе типового комплекса гидрогеологических исследований расчетных значений фильтрационных и других показателей весьма неоднородных по гидродинамическим характеристикам пород.

В этой связи можно с полным основанием утверждать, что неограниченное увеличение объемов натурных разведочных работ в условиях естественного залегания или до начала эксплуатации не позволит решить основные гидрогеологические задачи освоения угольных залежей. В равной мере это справедливо в отношении минимизации вредных экологических последствий освоения и обеспечения эффективной малозатратной геоэкологической реабилитации районов углеработок.

Таким образом, практика эксплуатации диктует необходимость изменения подхода к решению вопросов разведки угольных месторождений, в том числе, обеспечения прогнозами действующих шахт.

По нашему мнению комплекс практических вопросов может быть решен только на обновленной геоинформационной основе, учитывающей трансформацию природной среды процессами геологоразведочного и горного производства, другими сопряженными воздействиями. Подобный подход предполагает проведение научных исследований природно-технических геосистем «углеразведочный комплекс – горное предприятие – геологическая среда – геоэкологическая обстановка» с выявлением траекторий развития их состояния и важнейших характеристик.

Наиболее пригодным в настоящее время для прогнозирования является по нашему мнению известный «метод гидрогеологических аналогий» в его гидрогеомеханической разновидности, предусматривающий использование на новых объектах опыта горных работ в геологически и горнотехнически близких или, хотя бы, сходных условиях. Этот метод позволяет учесть в комплексе изменения состояния горного

массива и другие характеристики обстановки, влияющие совокупно на величину, место и форму поступления притока воды в действующую, погашенную или будущую горную выработку. Практическое применение метода сталкивается, однако, с серьезными трудностями, ввиду слабой разработанности критериев аналогии природно-технических объектов и, соответственно, проблемности подбора аналогов.

Настоящая статья посвящена развитию данного методического подхода на основе исследований литогидрогеомеханических процессов применительно к условиям пологого и наклонного залегания и ведения очистных работ с полным обрушением кровли. Данное научное направление активно развивается автором статьи.

На основе материалов эксплуатации угольных залежей нами выявлены и исследованы основные закономерности формирования притока подземных вод к горным выработкам, определены фильтрационная структура, проницаемость и емкостные свойства пород горных отводов на стадии эксплуатации и при «мокрой» ликвидации угольных шахт, размещение каналов выделений воды и шахтных газов из систем затопленных выработок.

Выводы автора, сделанные на основе обобщения натуральных материалов о притоках воды в горные выработки, сдвигении горных пород, химическом составе подземных и шахтных вод, уровнях подземных вод в зоне влияния эксплуатации в различных угольных регионах, позволили расширить возможности прогнозирования по аналогии. Дополнительные возможности являются результатом установления ряда литогидрогеомеханических закономерностей и использования исходных данных, которые имеют стабильный и заранее предсказуемый – априорный, характер в условиях весьма широкого круга объектов. Практика разведки и использование разработок в ряде нормативных документов федерального уровня подтверждает правомерность такого заключения.

Расширение научной базы для выводов по аналогии связано, прежде всего, с выявлением повторяемости особенностей гидравлического взаимодействия горных выработок шахт со скоплениями подземных и поверхностных вод: основных геофильтрационных схем окрестностей очистных выработок, характеристик и свойств, условий реализации наиболее существенных элементов этих схем, что открывает новые возможности прогнозирования.

Особое значение имеет выявление характеристик зон водопроводящих трещин сдвигения, что дает ключ к решению многих задач гидрогеологического прогнозирования. Эти зоны способны распространиться на сотни метров над выработанным пространством шахты и в сторону от него и служат во многих случаях основными каналами поступления воды в горные выработки и выделения ее оттуда при затоплении шахты. Размещение контуров стока подземных и поверхностных вод к горным выработкам соответствует внешним границам зоны.

Анализ материалов шахтных наблюдений и специальных исследований показал, что зона водопроводящих трещин сдвигения (ЗВТС) имеет ограниченное разнообразие форм. В зависимости от вида определяющих их размеры и водопроницаемость трещин сдвигения – объёмнораспределённых, обреза, расслоения и раздвига вдоль сместителей разрывных нарушений – выделен ряд элементарных форм таких зон и указана наиболее распространенная форма в условиях одновременного присутствия трещин объёмнораспределённых и обреза (рис. 1) [Мохов, 2008б, 2015]. Эти данные рекомендуется использовать для оценки будущих условий очистной выемки угля, особенно, вблизи водных объектов.

Большое значение для прогнозирования перетоков воды имеет выявление возможности стабилизации коэффициента фильтрации глинистых пород вкрест напластованию в ходе сдвижения на уровне 0,003 м/сутки. Такими свойствами характеризуются слои аргиллитов и алевролитов внутри верхней и средней частей зоны объёмнораспределённых водопроводящих трещин сдвижения над выработанным пространством. Равнопроницаемостью характеризуются здесь пачки породных слоев различного состава и мощности, включающие слои аргиллитов и/или алевролитов и плотных глин, которые обладают явно выраженными буферными свойствами, стабилизируя фильтрационные свойства значительной части массива на пути вертикальных перетоков воды. Проницаемость глинистых слоев внутри зоны водопроводящих трещин сдвижения отвечает данной константе на каменноугольных и буроугольных (а также горючесланцевых) месторождениях различных типов и регионов [Мохов, 2013, 2015]. Внутри зоны на пути фильтрационного потока из водных объектов находятся гидродинамические границы III рода.

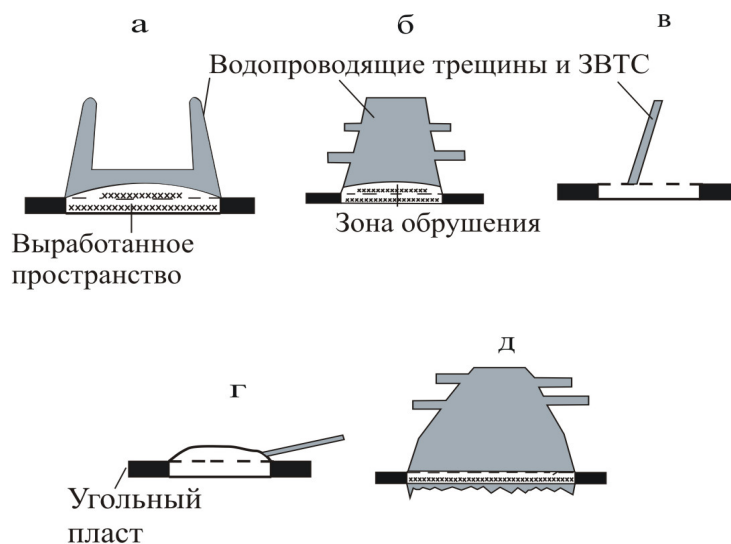


Рис. 1. Формы зон водопроводящих трещин сдвижения (в разрезе) над выработанным пространством в условиях: развития трещин обреза (а); объёмнораспределённых трещин (б); трещин раздвига (в); расслоения (г); наиболее распространенная (д)

На основе данной априорной информации нами разработана серия моделей притока воды в горные выработки из таких подрабатываемых водных объектов как затопленное выработанное пространство на вышележащих угольных пластах.

Стабильность проницаемости связана с упорядоченностью сети и равнораскрытостью торцевых водопроводящих трещин сдвижения как проявлением способности породной среды к саморегуляции своего напряженно-деформированного состояния.

Упорядоченность вторичного трещинообразования установлена нами также вокруг глубоко затопленных систем выработок шахт.

На основе данных о прорывах и перетоках воды из затопленных шахт в действующие автором выявлены неизвестные ранее эффекты изменения проницаемости пород вокруг новообразованных крупных водных объектов в недрах.

Обнаружены случаи поступления притоков шахтных вод по свежесформированным трещинам, формирующимся и живущим в пульсирующем режиме, как это имело место, например, на шахте «Западная» в Восточном Донбассе. Прорывы воды (1–4 февраля в блокный вентиляционный ствол №1 и 23 октября – начало ноября

внезапный в главный ствол №2) поступали из затопленных старых горизонтов шахт, имели пульсирующий дебит от незначительного до 50000 м³/ч с периодичностью 2–3 ч. Каналы поступления прорывов приурочены к слоям песчаников-водоносов, «выходящих» в систему затопленных выработок. Схематический геолого-технический разрез района прорывов воды в шахту «Западная» представлен на рис. 2 (по материалам [Мохов, 2008в; Мохов и др., 2005] с изменениями и дополнениями). Трещинообразование связано с разуплотнением пород под влиянием архимедовых сил [Мохов, 2007, 2008а, в, 2015; Мохов и др., 2005] и сопровождалось сильными сотрясениями горного массива.

Выявлено несколько гидростатических (глубина затопления выходов будущих водоносов) и временных (минимальная продолжительность определенного уровня затопления) порогов для запуска процесса водопроницающего трещинообразования в условиях каменноугольных месторождений. Минимально раскрытые, соответственно, мало проводящие пульсирующие трещины возникают при длительном (около 10 лет) затоплении на глубину около 70 м. Другой из порогов отвечает глубине и продолжительности затопления около 100–110 м и 7-8 месяцев соответственно. Его переход приводит к образованию водопроницающих трещин средней степени раскрытости и способен вызвать значительный переток воды в смежные шахты. Третий комплексный порог, определяющий старт формирования прорывопроницающих трещин, соответствует глубине затопления около 160–170 м; для его реализации необходимо время контакта массива с водным объектом продолжительностью около 13 месяцев [Мохов, 2008а, в, 2005, 2015].

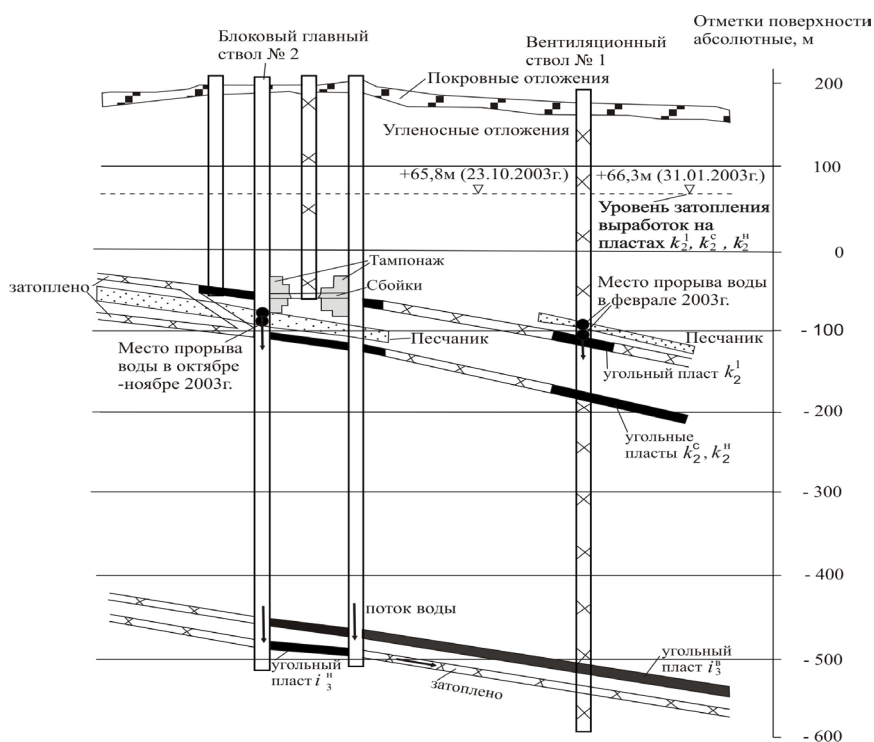


Рис. 2. Схематический геолого-технический разрез района прорывов шахтных вод в шахту «Западная» (Восточный Донбасс) (2003 г.) (по материалам [Мохов, 2008в; Мохов и др., 2005] с изменениями и дополнениями)

Эти выводы позволяют оценить прорывоопасность горных работ вблизи затопленных шахт, прорывобезопасную глубину затопления последних.

В пределах горных отводов затопленных шахт также выявлены признаки саморегуляции напряженно-деформированного состояния породной среды [Мохов, 2008в, 2011, 2015].

Выявлены и другие закономерности трансформации породной среды той же природы.

Обнаружена возможность растекания шахтных вод в недрах Восточного Донбасса на расстояние до 8 км со скоростью до 5 км в год и с подъемом воды на высоту до 130 м над уровнем затопления шахты. Вода распространяется по слоям песчаников и, возможно, известняков, зонам разрывных нарушений [Мохов, 2011]. Распространение высоко загрязненных шахтных вод приводит к загрязнению подземной и поверхностной гидросферы, формированию экологически неблагоприятных ситуаций.

Развитие представлений о трансформации горного массива позволило разработать систему эффективных методов оценки прогноза притока и опасности прорывов воды в очистные выработки шахт, прорывобезопасного приближения к водному объекту в плане, определения текущих и потенциальных источников обводнения выработок, возможности дренажа горными выработками конкретного водного объекта, способы определения (измерения) высоты зоны водопроводящих трещин сдвижения, оценки объема воды в системах затопленных выработок, влияния ликвидации шахт на условия освоения смежных угольных залежей, степени водоупорности барьерных целиков, определения геоэкологических последствий эксплуатации и ликвидации шахт и проч.

Поскольку разведка угольных месторождений СНГ фактически прекращена, названные разработки могут быть использованы в сложившихся условиях, прежде всего, на действующих шахтах при решении текущих задач производства. Они могут быть применены также для более точной оценки условий будущих разработок и корректировки государственного баланса запасов угля.

Полученные результаты применялись и могут быть применены, в частности, для:

- прогнозирования притока воды в горные выработки, в частности, находящиеся за барьерным целиком, под затопленными выработками, водоносными горизонтами продуктивных и покровных отложений, водоемами и водотоками на поверхности;
- оценки прорывоопасности очистной выемки системами с обрушением кровли;
- определения источников обводнения горных выработок, путей движения воды в выработанном пространстве и в массиве, в частности, в окрестностях ликвидируемых, либо находящихся на мокрой консервации шахт и разрезов;
- определения причин различных гидрогеологических явлений в горных выработках и на земной поверхности (прорывов воды, подтопления инженерных сооружений и земель, разрушения сооружений и проч.);
- разработки рекомендаций по улучшению гидрогеологических условий, снижению прорывоопасности очистных работ; определению оптимальной в гидрогеологическом и водоохранном отношении схемы разработки месторождения (участка, горного отвода), включая размещение горных выработок;
- оценки возможности и интенсивности дренажа горными выработками рек, озер, морей, иных скоплений воды, последствий подработки водозаборов подземных вод;

– прогнозирования экологических последствий ликвидации и консервации шахт и разрезов;

– прогнозирования пунктов выделения на поверхность шахтного воздуха, шахтных вод, участков и интенсивности подтопления территорий, разработки рекомендаций по мониторингу этих процессов;

– разработки рекомендаций по предупреждению или ослаблению вредных последствий консервации и ликвидации шахт и разрезов с затоплением горных выработок, в частности, по защите инженерных сооружений и природных объектов от вредных процессов;

– восстановления затопленных шахт;

– разработки проектов мониторинга подземных вод, выделений шахтного воздуха на полях и в выработках шахт и разрезов.

Ряд конкретных рекомендаций по прогнозированию приведен в серии публикаций автора [Мохов, 2005, 2008а-в, 2011, 2012, 2013, 2015; Мохов и др., 2005].

Перспективна экстраполяция подхода и конкретных разработок на условия месторождений других полезных ископаемых.

Установленная аттрактивность основных геофильтрационных схем окрестностей очистных выработок, характеристик и свойств наиболее существенных их элементов открывает новые возможности гидрогеологического прогнозирования.

Использование обнаруженных закономерностей позволяет снизить зависимость прогнозов от разведочных натурных исследований, уменьшить объемы и разнообразие последних до разумного минимума, что доказано в практических приложениях.

Продуктивность развиваемого подхода свидетельствует о перспективности проведения исследований по выявлению закономерностей трансформации гидродинамических характеристик горного массива в ходе освоения угольных залежей и по его завершению.

Литература

1. Мохов А.В. О путях профилактики прорывов воды из затопленных каменноугольных шахт // В сб. Материалы VII Межд. конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 4. – М.: КДУ, 2005. – С. 136.

2. Мохов А.В. Трещинообразование под влиянием затопления угольных шахт и его гидродинамическое значение // Доклады РАН. – 2007. – Т 414, №2. – С. 223–225.

3. Мохов А.В. К вопросу о трансформации горного массива под влиянием затопления каменноугольных шахт // Маркшейдерия и недропользование, 2008а. – №5. – С. 44, 49, 50.

4. Мохов А.В. Морфология зон водопроводящих трещин сдвижения на участках подземных разработок каменноугольных залежей // Горный информац.-аналитич. бюлл. – М.: Моск. гос. горн. ун-т, 2008б. – №1. – С. 273–281.

5. Мохов А.В. О путях предотвращения прорывов воды в горные выработки из затопленных каменноугольных шахт // Технологии граждан. безопасн., 2008в. – №1–2 (15–16). – С. 188–193.

6. Мохов А.В. О растекании шахтных вод из затопленных угольных шахт в недрах // Доклады РАН. 2011. – Т. 438, №4. – С. 494–496.

7. Мохов А.В. Гидродинамическая эволюция пустотного пространства каменноугольных шахт под влиянием затопления // Вестник Южного научного центра РАН.

2012. – Т. 8, №3. – С. 42–49.

8. Мохов А.В. О проницаемости горных пород в зоне сдвижения на каменноугольных месторождениях (по материалам подработок затопленных выработок) // Доклады РАН, 2013. – Т. 452, №3. – С. 300–302.

9. Мохов А.В. Трансформация гидродинамических характеристик горного массива на участках освоения каменноугольных залежей подземным способом: Автореф. дис. ... докт. техн. наук: 25.00.16. – Ростов-на-Дону, 2015. – 40 с.

10. Мохов А.В., Калинин В.М., Фролов А.В. Анализ причин и механизма прорыва воды в шахту «Западная» ООО «Компания «Ростовуголь» // Безопасность труда в промышленности, 2005. – №11. – С. 11–16.

SOME ASPECTS OF USING THE METHOD OF HYDROGEOLOGICAL ANALOGIES FOR SECURING INDUSTRIAL ASSIMILATION OF COAL DEPOSITS BY UNDERGROUND MINING

© 2016 A.V. Mokhov, Sc. Doctor (Geol.-Min.)

Institute of Arid Zones of SSC RAS, Russia, 344006, Rostov-on-Don, Chekhov Ave,
41, e-mail: mokhov_av@mail.ru

The leading cause of low quality of forecasts of hydrogeological conditions and consequences of the underground coal deposits assimilation is transformation of hydrodynamic characteristics and filtration structure of the mass in the course of rock mass subsidence and under influence of mine workings flooding. The most effective way of the forecasts development is using of the method of hydrogeological analogies. The scientific base for its using has been developed on the foundation of generalization of significant and multilateral material on exploitation.

The attractivity of a number of hydrogeologically significant consequences of the rock mass transformation under influence of appointed technogenous impacts is revealed, a number of attractors is determined, what allows to use an a priori information for purposes of hydrogeological forecasting on the base of minimal geological-prospecting data.

Keywords: coal deposits, underground exploitation, liquidation of mines, water inflows into the mine workings, geocological consequences of liquidation, transformation of permeability, attractiveness of the processes and phenomena, forecasting, method of hydrogeological analogies.

УДК 550.34:551.243:528

СПУТНИКОВЫЙ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОНЫ ВЛАДИКАВКАЗСКОГО АКТИВНОГО РАЗЛОМА

© 2016 Е.А. Рогожин^{1,3}, д.ф.-м.н., проф., В.К. Милюков², д.ф.-м.н.

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

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга (ГАИШ МГУ),
Россия, 119234, г. Москва, Университетский пр., д. 13,
e-mail: milyukov@sai.msu.ru;

³Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный
центр Российской академии наук», Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а

Суммированы первые результаты геодезических наблюдений, выполненных развернутой около года назад локальной сетью приборов GPS. Выявлено, что зона Владикавказского разлома демонстрирует полную пассивность в поле современных горизонтальных движений. Кроме того эта зона сейсмоактивного в недавнем прошлом разлома уже на протяжении нескольких десятков лет не активна даже на уровне умеренных сейсмических событий. Исключением является слабое Хаталдонское землетрясение 2008 г., произошедшее в пределах Владикавказского разлома. В связи с этим зону разлома можно рассматривать как структуру, находящуюся сейчас в обстановке сейсмического затишья, и в будущем способную генерировать сильное землетрясение.

Ключевые слова: геодезические наблюдения, взброс, Владикавказский разлом, сейсмические события, полигон, Большой Кавказ, надвиг, макросейсмическое обследование, горизонтальные движения.

Изучение современных горизонтальных движений

Для изучения современных движений земной коры в зоне Владикавказского глубинного разлома в 2014–2015 гг. создан геодезический полигон из пунктов ГНСС наблюдений. На пунктах проведены измерения и получены первые оценки скоростей, свидетельствующие о согласованности коровых движений во Владикавказской разломной зоне с Осетинским регионом в целом в системе ITRF2008. Первые результаты показали, что скорости и направления горизонтальных движений не изменяются при пересечении зоны разлома (рис. 1). В соответствии с северо-восточной ориентировкой направления смещений пунктов и близширотным простираем дизъюнктивной зоны следует предполагать наличие левосторонних сдвиговых подвижек по ветвям активного разлома. Однако никаких свидетельств активизации движений в зоне разлома не наблюдается. Кроме того, в пределах высокомагнитудной Владикавказской сейсмогенерирующей зоны, связанной с этим разломом, уже на протяжении 25 лет не наблюдается проявлений даже слабой сейсмичности (за исключением Хаталдонского землетрясения с $K_p = 10,2$ от 11 мая 2008 г.). Все это

свидетельствует о пассивном состоянии этой одной из крупнейших дизъюнктивных структур Северного Кавказа в настоящее время (рис. 2).

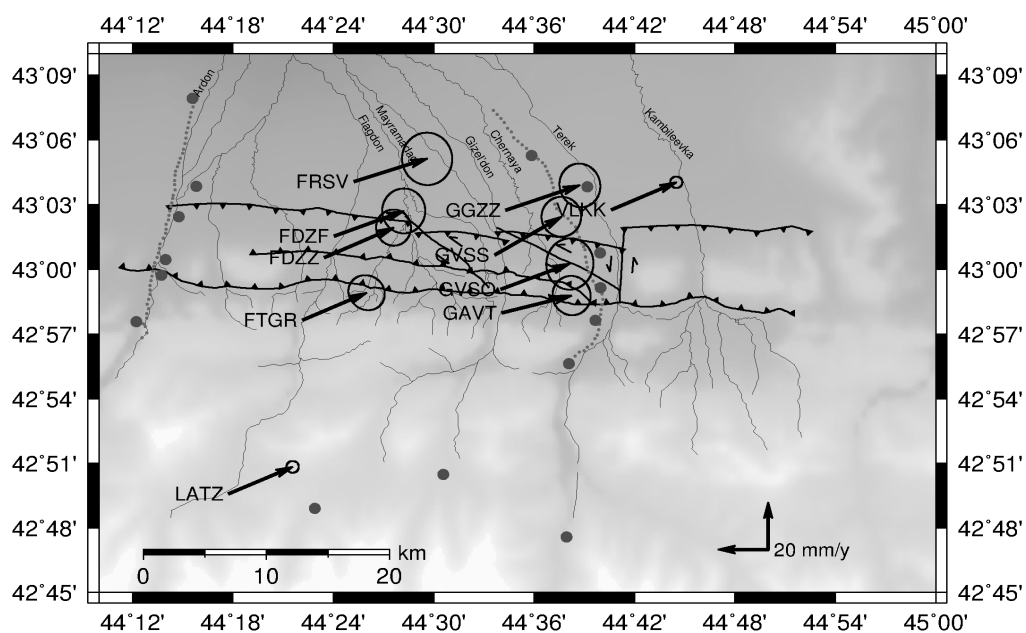


Рис. 1. Горизонтальные скорости движения с погрешностью 1σ пунктов геодезической сети Владикавказского разлома и станций VLKK, LATZ в системе ITRF2008

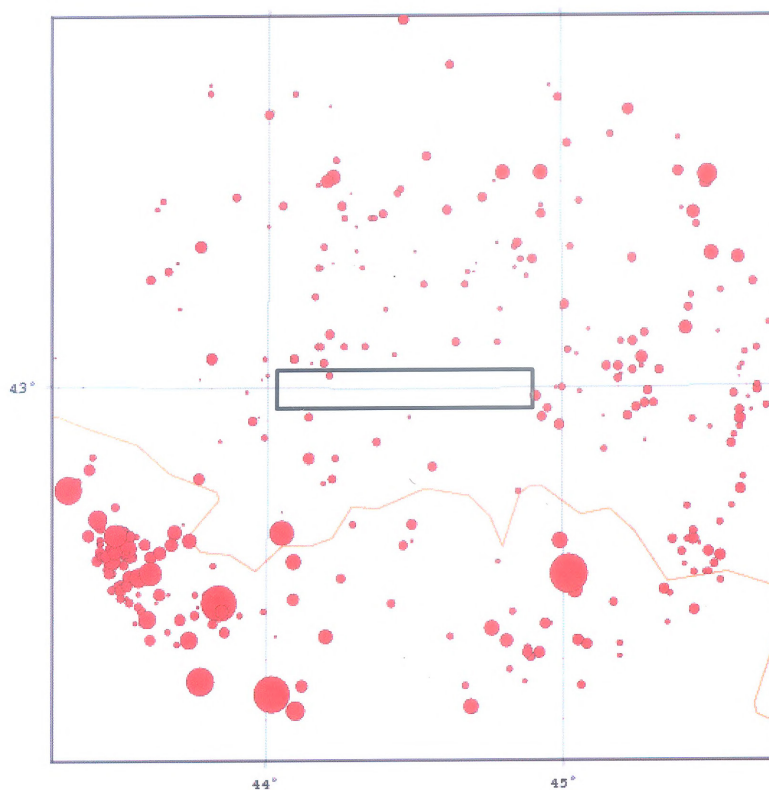


Рис. 2. Эпицентры землетрясений разных магнитуд, зарегистрированных сетью сейсмостанций Геофизической службы РАН в период с 1991 по 2016 гг. в Осетинском секторе Большого Кавказа. Черным прямоугольником обозначена изученная зона Владикавказского разлома. Розовая ломаная линия – южная граница Республики Северная Осетия-Алания.

Сейсмологическое и сеймотектоническое изучение Хаталдонского землетрясения

Хаталдонское землетрясение с $K_p = 10,2$ произошло 11 мая 2008 г. в $10^{\text{h}}57^{\text{m}}$ в центральной части территории Республики Северная Осетия-Алания [Габсатарова и др., 2015; Старовойт и др., 2015]. Механизм очага этого землетрясения (рис. 3) построен по знакам первого движения в P -волне на 17 станциях, удаленных на расстояния от 16 до 272 км и расположенных в трех квадрантах относительно эпицентра. Движение в очаге произошло под действием преобладающих сил сжатия, направленных с юго-востока. Подвижка по обеим нодальным плоскостям – типа взброс: по крутой ($DP_2 = 71^\circ$) плоскости $NP2$ – с элементами правостороннего сдвига, по пологой ($DP_1 = 24^\circ$) плоскости $NP1$ – надвиг.

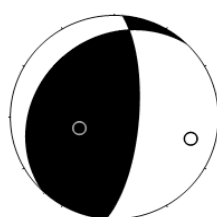


Рис. 3. Диаграмма механизма очага землетрясения 11 мая 2008 г.

Макросейсмические сведения собраны сотрудниками Северо-Осетинского филиала ГС РАН. Землетрясение 11 мая в $10^{\text{h}}57^{\text{m}}$ явилось самым значительным из ощутимых землетрясений на территории Северной Осетии–Алании в двухтысячных годах [Габсатарова и др., 2015; Старовойт и др., 2015].

Максимальная интенсивность сотрясений равна $I_0 = 4$ балла. Карта изосейст этого землетрясения приведена на рис. 4.

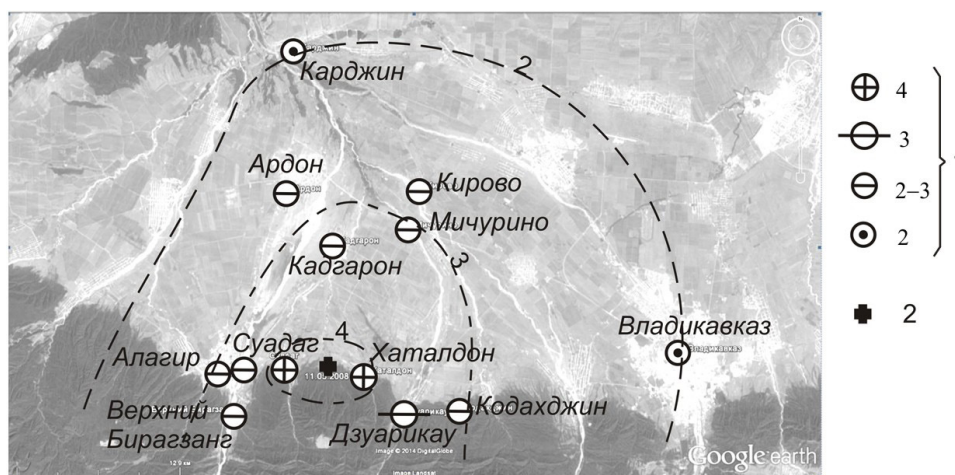


Рис. 4. Карта пунктов-баллов и фрагменты предполагаемых изосейст землетрясения 11 мая 2008 г. с $K_p = 10,2$

1 – интенсивность сотрясений в баллах по шкале MSK-64;

2 – инструментальный эпицентр

Все три изосейсты из-за малого числа населенных пунктов приближенные, что связано с небольшой энергией главного толчка, всего $K_p = 10,2$. Но, тем не менее, вытянутость изосейст разная: близширотная для $I = 4$ балла и близмеридиональная для $I = 3$ и 2 балла. При этом изосейста высшего балла согласуется с близширотным

Владикавказским разломом, тогда как система из двух оставшихся изосейст с $I = 3$ и 2 балла вытянута в близмеридиональном направлении и явного разлома в этом направлении нет.

Однако простирание нодальных плоскостей механизма очага (рис. 3) и вытянутость изосейст с $I = 3$ и 2 балла (рис. 4) не согласуются с простиранием Владикавказского разлома, что говорит о вероятной связи очага с движениями вдоль не ярко выраженного на поверхности регионального разлома, простирающегося почти перпендикулярно глубинному Владикавказскому разлому. Такой разлом выделяется по неотектоническим данным на «Карте глубинной тектоники юга Европейской части СССР и сопредельных стран» [Карта..., 1975] и протягивается с территории Южной Осетии на север почти до пос. Ардон в Северной Осетии. Однако с Владикавказским разломом согласуется изосейста с $I = 4$ балла, правда ее положение зафиксировано только по двум пунктам.

Эпицентральная область Хаталдонского землетрясения 11 мая 2008 г. приурочена к зоне Владикавказского глубинного разлома. Эта зона представляет собой региональную границу между альпийским складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа и Предкавказским прогибом (Осетинской впадиной). В верхних горизонтах осадочного чехла зоне разлома соответствует крупнейшая региональная флексурно-разрывная система нарушений в породах палеогена и миоцена и в плиоцен-четвертичных слоях [Письменный и др., 2006]. В поле горизонтальных градиентов силы тяжести граница между Большим Кавказом и Осетинской впадиной характеризуется аномально высокими значениями горизонтальных градиентов, т.е. региональной гравитационной ступенью. По данным расчетов, приповерхностной части ступени соответствует расслоенная вертикальная флексура с размахом смыкающего крыла до 10 км и углом падения $DP = 65-70^\circ$, прослеживаемая до глубин 5–6 км. Предполагается, что поверхность фундамента в районе Владикавказского разлома смещена на до 5–6 км [Письменный и др., 2006].

Деформации позднеплейстоцен-голоценовых террас, связанные с тремя ветвями Владикавказской зоны, впервые были детально описаны Е.Е. Милановским [Милановский, 1968] почти полвека тому назад. Позднее, разлом появился на карте разломов СССР и сопредельных территорий [Карта разломов..., 1978]. В итоге, согласно линейно-доменно-фокальной модели, разработанной для создания нормативных карт ОСР-97, зона Владикавказского разлома представлена в качестве сейсмолинеамента с $M_{\max} = 6,5$ [Уломов, Шумилина, 1999]. По данным внерегионального сейсмотектонического метода, основанного на кластерном анализе комплекса геолого-геофизических данных, максимальный сейсмический потенциал этой зоны на разных отрезках был определен как $M_{\max} = 6,5-7,1$ [Рогожин и др., 2001].

В результате этих и других исследований было установлено, что зона Владикавказского разлома представляет собой потенциально опасную в сейсмической отношении неоднородность земной коры. В процессе полевых работ 2007–2009 гг., проведенных сотрудниками ИФЗ РАН, приповерхностное строение разломной зоны было изучено геолого-геоморфологическими методами. Глубинное строение исследовано методом низкочастотного микросейсмического зондирования.

Все три ветви зоны разлома выражены в смещениях молодых террасовых уровней и слагающих их осадков. Кроме этого, с двумя южными ветвями связаны многочисленные блок-оползни, следы древних подпруженных озер и перехватов речных долин. Северная ветвь Владикавказской разломной зоны на поверхности выражена уступом, секущим все осадки молодого комплекса отложений предгорий Большого

Кавказа. Максимальную высоту (до 8 м) уступ имеет на поверхности позднеплейстоценовых 5-ой и 6-ой террас. В пользу проявлений активизации разломной зоны в прошлом именно в сейсмической форме свидетельствуют разрывные смещения молодых отложений, а также коллювиальные клинья и погребенные слои палеопочв в опущенных крыльях разрывов, изученные в специально пройденных горных выработках. Амплитуда одноактного, вероятно сеймотектонического вертикального смещения, по северной ветви Владикавказской разломной зоны достигает 40 см (точка 7 на рис. 5).

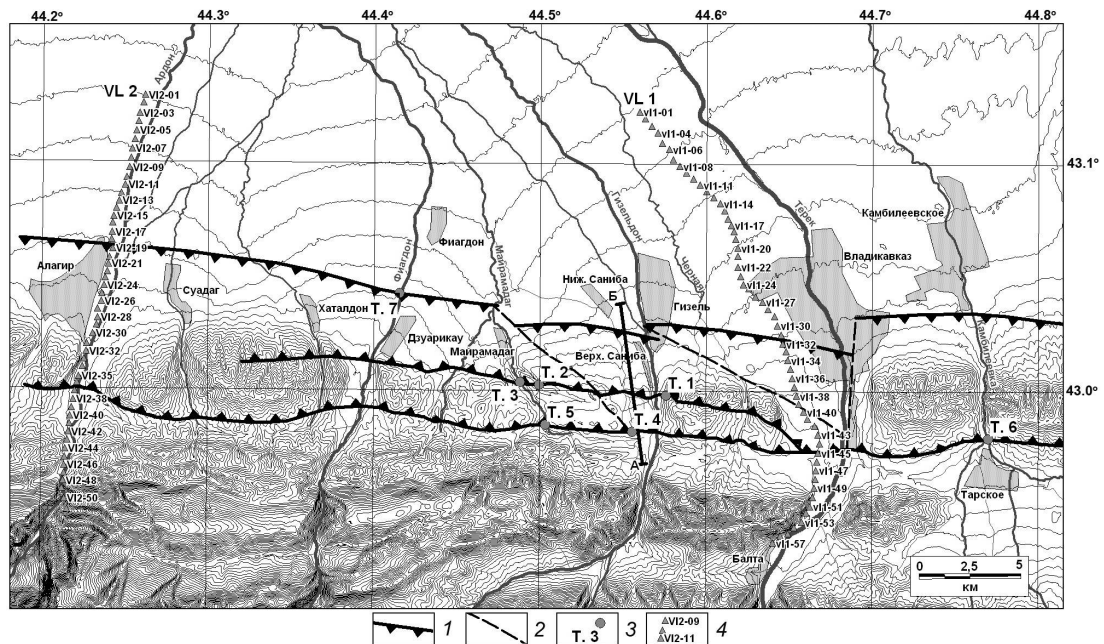


Рис. 5. Положение ветвей Владикавказской разломной зоны на карте рельефа исследуемого региона

(сечение изолиний рельефа – 30 м) [Овсяченко и др., 2011]

1 – активные взбросы (бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла);
2 – предположительно активные разломы (сдвиги); 3 – точки геолого-геоморфологических наблюдений; 4 – точки микросейсмического зондирования, выполненного вдоль профилей VL 1 (Владикавказ), VL 2 (Алагир); АБ – линия, по которой построен разрез, представленный на рис. 6.

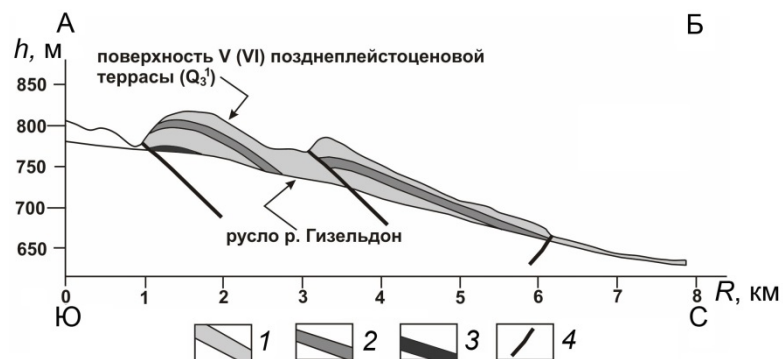


Рис. 6. Продольный профиль террас по линии АБ, проходящей вдоль левого борта р. Гизельдон [Овсяченко и др., 2011] (см. рис. 5)

1 – аллювиальные отложения; 2 – пачка грубообломочных отложений с суглинистым матриком; 3 – конгломераты свиты Рухс-Дзуар (плиоцен–средний плейстоцен); 4 – разрывы, установленные в неоген-четвертичных отложениях. На вертикальной оси – абсолютные отметки рельефа (h , м); на горизонтальной – расстояние от южного конца профиля (R , км).

В зонах средней и южной вервей вертикальные амплитуды сейсмотектонических смещений также не превышают 40 см (т. 3, т. 5, т. 6 на рис. 5). Используя статистические соотношения магнитуды землетрясений с размерами зон распространения разновозрастных сейсмодислокаций, амплитудами импульсных, сейсмотектонических смещений, и их кинематикой [Wells, Coppersmith, 1994], можно предположить, что магнитуды породивших эти палеосейсмодислокации сейсмических событий составляли 6,5–6,7.

Таким образом, описанные деформации позволяют полагать, что в прошлом все ветви Владикавказской разломной зоны испытывали импульсные обновления, причиной чего являлись землетрясения. При этом помимо сейсморазрывов происходило образование и крупных, блоковых оползней.

Полевые инструментальные исследования глубинной структуры зоны Владикавказского разлома методом низкочастотного микросейсмического зондирования включали в себя построение глубинных разрезов в параметрах относительных скоростей сейсмических S -волн вдоль двух профилей (рис. 7). Полученные в результате зондирования разрезы в параметрах относительных сейсмических скоростей (или сейсмических контрастов) представлены на рис. 7а,б. Тоновым изображением в поле рисунков представлено распределение относительных интенсивностей микросейсмического сигнала относительно базовой станции. В шкале, приведенной справа на рисунке, указано, какому тону соответствует максимальное и минимальное значение скоростей сейсмических волн. Абсолютные значения скоростей при этом не определяются. Пунктирными линиями на поверхности показаны активные разрывы Владикавказской разломной зоны по результатам изучения геологическими методами.

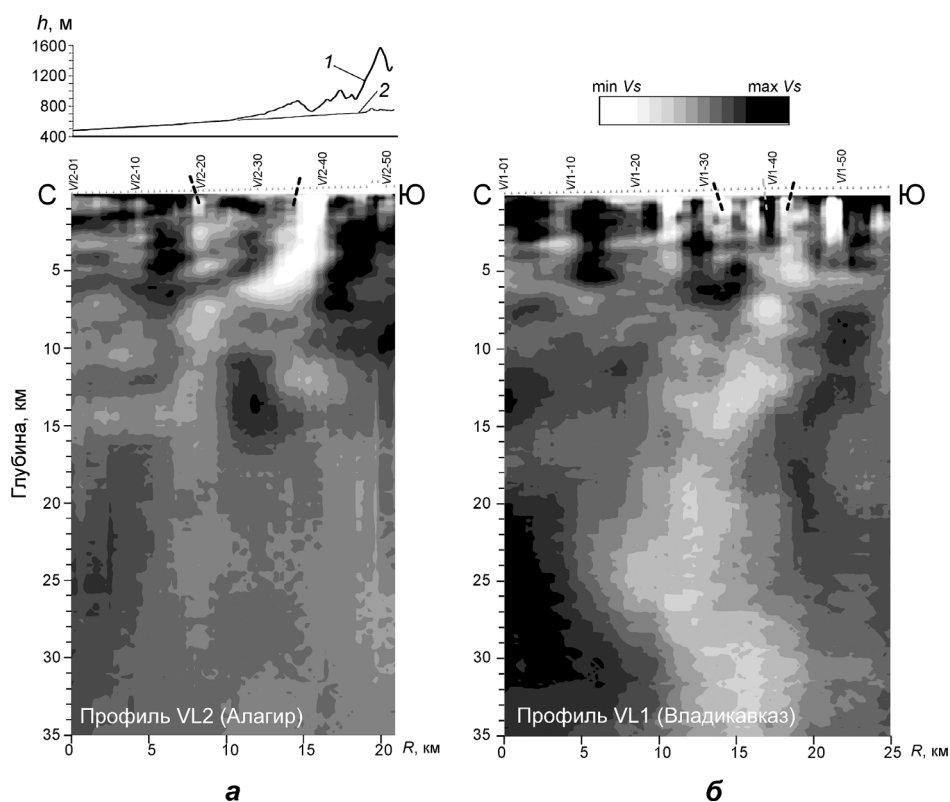


Рис. 7. Результаты применения метода низкочастотного микросейсмического зондирования по профилям VL2, Алагир (а) и VL1, Владикавказ (б) (положение профилей см. на рис. 5)

Отрезки штриховых линий на верхних горизонтальных осях – активные разрывы, установленные по результатам геологических исследований. Над фрагментом а: рельеф в створе профиля (1) и вдоль долины реки (2).

Наиболее контрастными неоднородностями, выделенными на обоих профилях микросейсмического зондирования, являются мощные субвертикальные зоны высоких контрастов скоростей поперечных волн. Интересно, что эти субвертикальные зоны прослеживаются до подошвы земной коры и ниже, в верхах мантии, а субгоризонтальные неоднородности микросейсмических разрезов резко обрываются в их пределах и не прослеживаются в противоположных блоках земной коры. В верхней части разреза, на глубинах 7–8 км и менее, выделяется несколько контрастных зон – две на Алагирском профиле и три на Владикавказском. На Владикавказском профиле, на глубине 15 км они объединяются в единую зону. На Алагирском профиле они прослеживаются разрозненно до подошвы земной коры. В мантию здесь проникает лишь центральная ветвь.

В приповерхностной части разрезов выделяемые неоднородности четко соответствуют разрывам в молодых отложениях, изученных геологическими методами. Если рассматривать зоны высоких контрастов скоростей поперечных волн, выделенные по данным микросейсмического зондирования в качестве областей пониженной прочности, то разрывы в молодых осадках можно ассоциировать с зонами разгрузки глубинных напряжений в верхних горизонтах чехла. Наиболее контрастно такая зона проявлена в районе г. Алагир. Это позволяет провести сегментацию зоны Владикавказского разлома в целом, по степени ее современной активности. Наиболее активным является ее западный фланг, где и возникло Хаталдонское землетрясение.

Эпицентральная область Хаталдонского землетрясения 11 мая 2008 г. на описанном сеймотектоническом фоне занимает четкую позицию в западной части зоны Владикавказского разлома (рис. 6). Овальная в плане изосейста 4-го балла располагается между северной и южной ветвями этой дизъюнктивной зоны. Учитывая глубину гипоцентра, по разным оценкам от 7 до 17 км, очаг мог располагаться в нижней части литрически погружающейся к северу южной ее ветви (рис. 7а).

Заключение

Первые результаты геодезических наблюдений, выполненных развернутой около года назад локальной сетью приборов GPS позволили установить, что зона Владикавказского разлома демонстрирует полную пассивность в поле современных горизонтальных движений. Кроме того эта зона сейсмоактивна в недавнем прошлом разлома уже на протяжении нескольких десятков лет не показывает проявлений даже умеренных сейсмических событий. Исключением является слабое Хаталдонское землетрясение 2008 г., произошедшее в пределах Владикавказского разлома. В связи с этим зону разлома можно рассматривать как структуру, находящуюся сейчас в обстановке сейсмического затишья, и в будущем способную генерировать сильное землетрясение.

Литература

1. Габсатарова И.П., Погода Э.В., Головкова Л.В. Хаталдонское землетрясение 11 мая 2008 г. с $K_p = 10,2$, $I_0 = 4$ (Северная Осетия–Алания) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. – Обнинск: издание ГС РАН, 2015. – С. 60–97.

2. Карта глубинной тектоники юга Европейской части СССР и сопредельных стран. М 1:1 000 000 / Мельников В.А., Мельников Ю.В., Москалёв Е.Л., Скарятин В.Д. / Под ред. Зембатов С.С., Кобленца Э.Л. и Цогоева В.Б. – Л.: ВСЕГЕИ, 1975.
3. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Отв. Ред. А.В. Сидоренко. – 1978.
4. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. – 483 с.
5. Овсюченко А.Н., Горбатиков А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Ларин Н.В. Строение зоны Владикавказского разлома по результатам изучения комплексом геолого-геофизических методов // Геофизические исследования. – 2011. – 12. №4. – С. 47–57.
6. Письменный А.Н., Горбачев С.А., Вертий С.Н. и др. ГДП-200 в пределах восточного сегмента зоны Главного хребта Центрального Кавказа (листы К-38-IX, XV). – Ессентуки: ФГУГП «Кавказгеолсъёмка», 2006.
7. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Оценка сейсмического потенциала Большого Кавказа и Апеннин независимыми методами // Геофизика и математика XXI. Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – С. 279–299.
8. Старовойт О.Е., Михайлова Р.С., Рогожин Е.А., Левина В.И. Северная Евразия // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. – Обнинск: издание ГС РАН, 2015. – С. 14–40.
9. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – 57 с.
10. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. // Bull. Seis. Soc. Am. – 1994. – 84. – N 4 – P. 974–1002.

SATELLITE GEODETIC MONITORING AND SEISMIC MANIFESTATIONS OF THE VLADIKAVKAZ ACTIVE BREAKING ZONE

**© 2016 E.A. Rogozhin^{1,3}, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof., V.K. Milyukov²,
Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof.**

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

²M.V. Lomonosov Moscow State University, P.K. Sternberg State Astronomical Institute (SAI MSU), Russia, 119234, Moscow, Universitetsky avenue, 13, e-mail: milyukov@sai.msu.ru;

³Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a

The first results of the geodetic observations, performed by the local network of GPS created approximately one year ago are summarized. It is revealed, that the Vladikavkaz breaking zone demonstrates complete passiveness in the field of contemporary horizontal motions. Furthermore this recently seismoactive breaking zone is not already for a period several decades active even at the level of the moderate seismic events. Exception is the weak Khataldon earthquake 2008, which occurred in the limits of Vladikavkaz breaking. In connection with this the zone of breaking can be considered as structure, which is located now in the situation of seismic calm, and in the future capable of generating strong earthquake.

Keywords: geodetic monitoring, uplift, Vladikavkaz fracture, seismic events, polygon, the Greater Caucasus, overlap, makroseismic survey, horizontal movement.

УДК 550.348.098.64

О СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЧИРКЕЙСКО-ИРГАНАЙСКОГО УЗЛА СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС

© 2016 О.А. Саидов, к.г.-м.н.

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

Показано, что заполнение и эксплуатация водохранилища Ирганайской ГЭС существенно не влияет на сейсмический режим исследуемой территории.

В результате длительной эксплуатации водохранилища Чиркейской ГЭС (более 40 лет) изменились реологические свойства геологической среды и, соответственно, сейсмический режим, прилегающей к водохранилищу территории, что отразилось на величине угла наклона графика повторяемости.

Ключевые слова: сейсмичность, сейсмические события, гистограмма, энергетический класс, распределение, заполнение, эксплуатация, деформация.

Введение

Землетрясения, связанные с заполнением крупных водохранилищ, отличаются от тектонических землетрясений по режиму выделения сейсмической энергии, распределению во времени форшоков и афтершоков, по соотношению повторяемость – магнитуда [Гупта, Растиги, 1979]. В работе [Соболева, 1980] отмечается изменение механизмов очагов слабых землетрясений при интенсивном заполнении водохранилища Нурекской ГЭС, в частности, изменение осей сжатия в очагах, расположенных к юго-западу и северо-востоку от глубоководной части водохранилища, что вызывается упругим прогибанием дна водохранилища.

Нами расчетным путем оценены величины деформаций прогибания горных пород у основания водохранилища Чиркейской ГЭС (объем 3×10^9 м³) [Саидов, 1984]. Максимальное значение прогибания (8 см) отмечается под ложем водохранилища на глубине 1 км. Погружение поверхности охватило площадь не менее 1000 км², что превышает площадь зеркала водохранилища примерно в 40 раз и охватывает зону расположения водохранилища Ирганайской ГЭС.

Как известно, заполнение водохранилища Чиркейской ГЭС, особенно его первый этап, вызвало усиление сейсмической активности прилегающей территории [Левкович и др., 1982]. Такие значимые сейсмические события, как Верхнекаранайский рой землетрясений 9–11 энергетического класса в октябре 1974 года, Салатаусское землетрясение 13 энергетического класса 23 декабря 1974 года приурочены к зонам, где отмечаются максимальные скорости изменения градиента деформаций прогибания [Саидов, 1984].

Таким образом, заполнение крупного водохранилища в сейсмически активном регионе, каковым является область Дагестанского клина, где и расположено водохранилище Чиркейской ГЭС, показало, что возникающие в результате заполнения водохранилища деформации прогибания являются одной из причин возникновения землетрясений техногенной природы и дополнительным фактором способствующим

щим развитию сейсмического процесса. В связи с тем, что район расположения Ирганайского водохранилища подпадает в зону деформаций прогибания Чиркейского водохранилища, интерес представляет, как дополнительная нагрузка веса воды водохранилища Ирганайской ГЭС повлияла на сейсмический режим указанной территории.

Обсуждение результатов

Рассмотрим сейсмический режим территории, прилегающей к Чиркейско-Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС, за 2005–2010 годы в радиусе до 40 км от Ирганайского водохранилища, в периоды его заполнения и эксплуатации.

На рис. 1 представлен график заполнения и эксплуатации водохранилища Ирганайской ГЭС. Первый этап заполнения водохранилища начался еще в 1997 году, и водохранилище было заполнено только на 1/3 его объема. Второй этап заполнения водохранилища длился с июля 2006 года по апрель 2008 года, когда уровень воды повысился на 20 м, а третий этап интенсивного заполнения продолжался с апреля 2008 года по октябрь 2008 года, когда уровень воды поднялся еще на 27 м (до проектной абсолютной отметки 547 м). Водоохранилище Ирганайской ГЭС не является крупным ($6,20 \times 10^8 \text{ м}^3$). По объему воды оно, почти в 5 раз меньше, чем водохранилище Чиркейской ГЭС ($3 \times 10^9 \text{ м}^3$). Тем не менее, нами предполагалось, что дополнительная нагрузка на горный массив, который находится в зоне деформаций прогибания Чиркейского водохранилища, может вызвать изменение сейсмического режима данной территории.

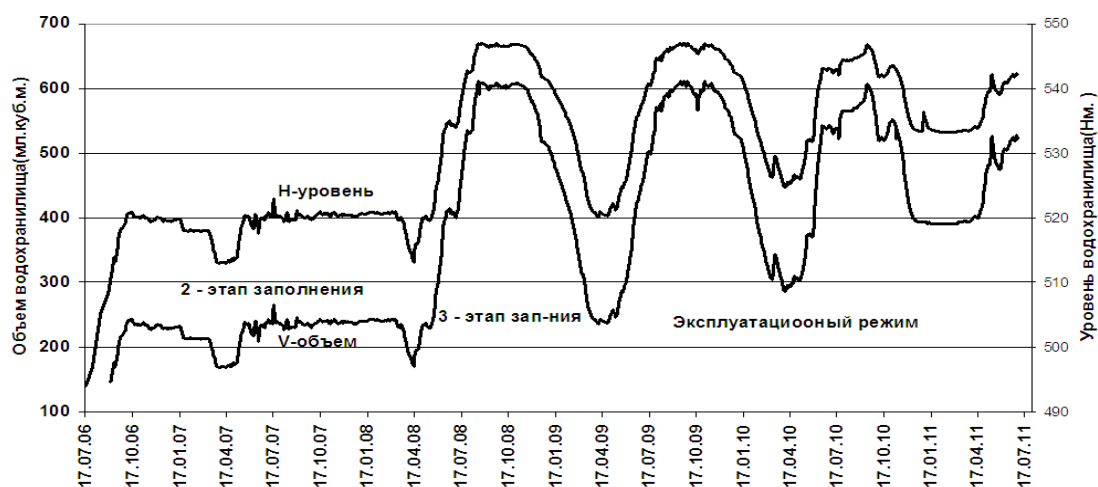


Рис. 1. Уровень и объем водохранилища Ирганайской ГЭС (2006–2011 гг.)

На рис. 2 представлены сейсмические события 6–12 энергетического класса (всего их 440) в радиусе до 40 км от Ирганайского водохранилища за период 01.2005–12.2010 годы, по данным Дагестанского филиала ГС РАН. На рисунке показаны контуры водохранилищ Чиркейской и Ирганайской ГЭС, а также сейсмические станции ДФ ГС РАН, которые расположены на исследуемой территории. Указанный интервал времени охватывает период, как до второго этапа заполнения водохранилища, так и периоды интенсивного его заполнения и эксплуатации.

Как видно на рисунке, сейсмические события распределены неравномерно. Ли-

сейсмического районирования попадает в область возможных сотрясений с магнитудой 5,5 и может быть подвергнут сейсмическому воздействию благодаря распространению сотрясений на краевой части Терско-Каспийского прогиба в области его сочленения с отрогами Известнякового Дагестана, включая Сулакский выступ.

Как известно, район расположения Чиркейского водохранилища характеризуется сложным геологическим строением с широко развитой сетью глубинных разломов и высокой сейсмической активностью [Левкович и др., 1982].

Таким образом, по геолого-тектоническим условиям район расположения Чиркейского водохранилища отличается от Ирганайского водохранилища, что, по всей вероятности, и отражается на сейсмическом режиме. Территория, примыкающая к водохранилищу Ирганайской ГЭС, остается практически асейсмичной. В связи с этим следует отметить следующее обстоятельство заключающееся в том, что заполнение водохранилища Ирганайской ГЭС происходило поэтапно в течение практически 12 лет с перерывами и небольшими объемами воды, кроме третьего его интенсивного этапа заполнения. Такой режим заполнения водохранилища, по всей вероятности, не повлиял на накопление упругих напряжений от дополнительной нагрузки. Энергия дополнительных упругих напряжений, по-видимому, медленно диссипировалась в окружающее пространство, не успевая накопиться.

На рис. 3 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 2005–2010 годы в радиусе до 40 км от водохранилища Ирганайской ГЭС. Как видно из рисунка, для исследуемого района наиболее представительны землетрясения энергетического класса 6 и 7. Их количество составляет более 85% от общего количества, а землетрясения 8–12 энергетического класса менее 15%.

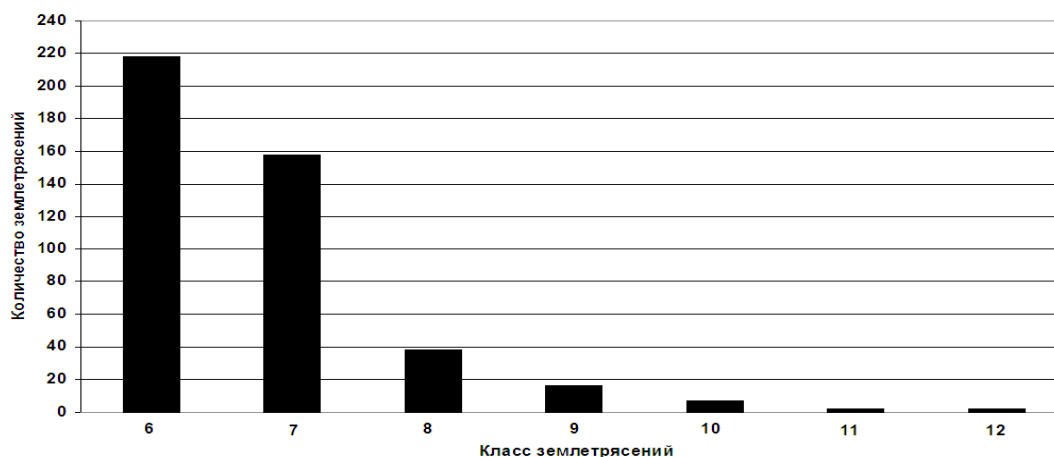


Рис. 3. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 01.2005–12.2010 годы

Рассмотрим распределение землетрясений по энергетическим классам в соответствии с этапами заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС и выполним их сравнительный анализ, поскольку такой анализ должен показать отсутствие или наличие детерминированной связи между количеством сейсмических событий и изменением уровня и соответственно объемного режима водохранилища.

На рис. 4 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 01.2005–07.2006 годы. Данный период длительностью временного интервала более полутора лет, характеризуется стабильным уровнем и объемом воды в водохранилище. От первого этапа заполнения водохранилища прошло уже 8 лет и гравитационное воздействие воды на сейсмический режим прилегающей территории можно считать практически нивелированным.

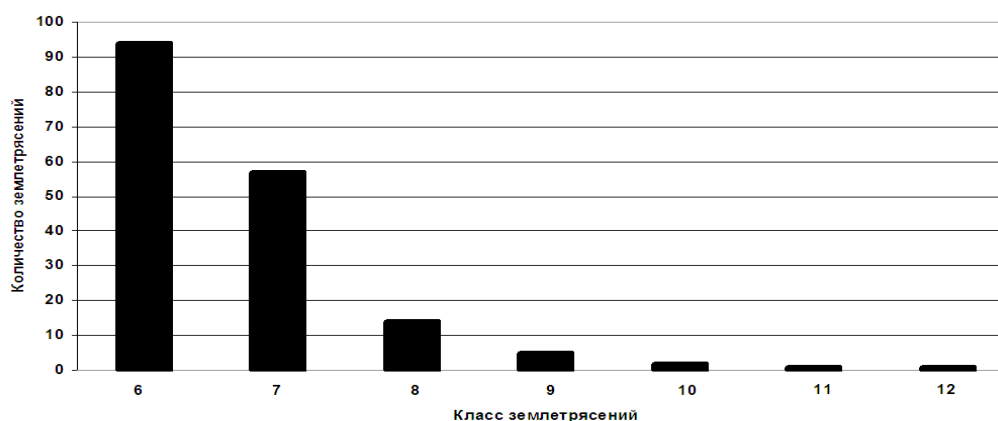


Рис. 4. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 01.2005–07.2006 годы

Общее количество сейсмических событий составляет 174, причем представительными являются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество – 151, что составляет примерно 86% от общего количества сейсмических событий за этот период. В то же время, период характеризуется сейсмическими событиями более высокого 10, 11 и 12 энергетического класса.

На рис. 5 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период второго этапа заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС (08.2006–04.2008 годы). Данный период характеризуется тем, что сейсмическая активность снизилась, хотя временной интервал данного этапа чуть больше, чем предыдущего этапа и уровень водохранилища повысился на 20 метров. Общее количество сейсмических событий составляет 82, что в 2 раза меньше по сравнению с предыдущим периодом. Представительными остаются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество 70, что составляет примерно 85% от общего количества сейсмических событий за этот период. В то же время, период характеризуется не только снижением сейсмической активности по сравнению с предыдущим этапом, но и снижением сейсмических событий более высокого энергетического класса (только 1 событие 10 класса). Повышение уровня воды в водохранилище Ирганайской ГЭС на 20 метров, соответственно и его объема в период второго этапа заполнения, не повлияло на повышение сейсмической активности рассматриваемого района.

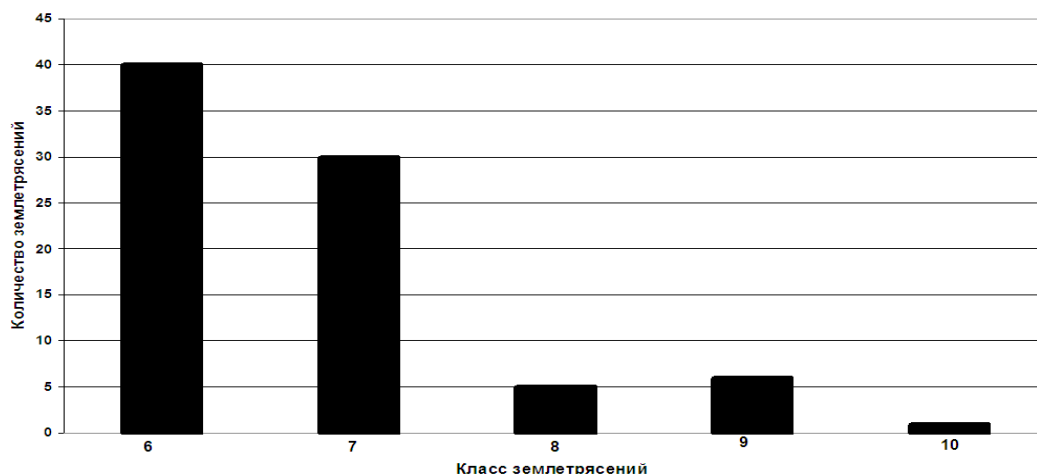


Рис. 5. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период второго этапа заполнения водохранилища (08.2006-04.2008 гг.)

На рис. 6 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период третьего этапа интенсивного заполнения и последующей эксплуатации водохранилища Ирганайской ГЭС (04.2008-04.2009 гг.).

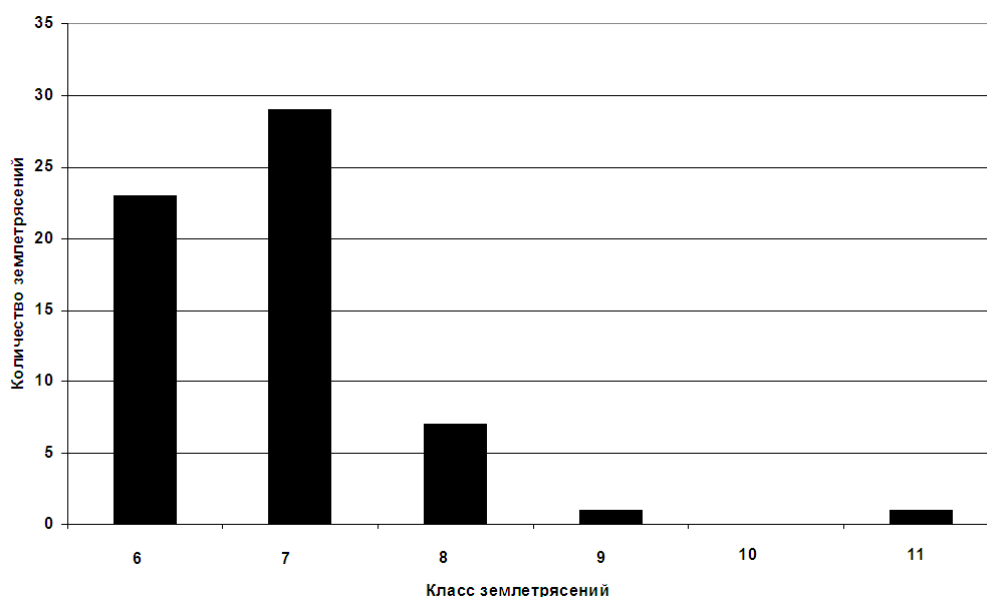


Рис. 6. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период третьего этапа заполнения и эксплуатации водохранилища (04.2008-04.2009 гг.)

Общее количество сейсмических событий составляет 61, что значительно меньше по сравнению со вторым этапом заполнения водохранилища, хотя уровень воды поднялся еще на 27 метров. Представительными остаются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество – 52, что составляет примерно 83% от общего количества сейсмических событий за этот период. Интенсивное поднятие уровня воды в водохранилище на 27 метров и его снижение примерно на ту же величину не повлияли на повышение сейсмической активности.

На рис. 7 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в периоды эксплуатационного режима водохранилища в 2009–2010 годы.

Временной интервал охватывает 2 периода нагрузки и разгрузки эксплуатационного режима водохранилища. Общее количество сейсмических событий составляет 121, из них сейсмические события 6 и 7 энергетического класса – 102 (примерно 84% от общего количества сейсмических событий за этот период). Данный период по длительности временного интервала сопоставим с периодом 2005–2006 годов, когда уровень и объем водохранилища сохранялись стабильными. Сравнение сейсмических режимов обоих периодов показывает, что количество сейсмических событий эксплуатационного периода значительно меньше, чем количество сейсмических событий стабильного периода (см. гистограммы 4 и 7).

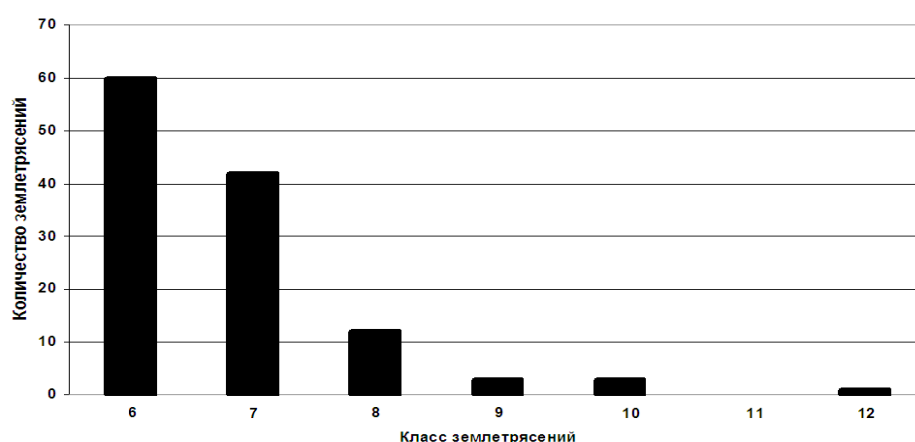


Рис. 7. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в периоды эксплуатационного режима водохранилища (05.2009–12.2010 гг.)

Сравнительный анализ распределения землетрясений по энергетическим классам в соответствии с этапами заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС показывает, что детерминированная связь между количеством сейсмических событий с одной стороны и изменением уровня и объемного режима водохранилища с другой, конкретно не выражена. Такое предположение подтверждается и в результате сравнения сейсмического режима периода 2005–2006 годов, когда уровень и объем водохранилища сохранялся стабильным, с сейсмическим режимом второго, третьего этапа заполнения водохранилища и его эксплуатационного режима работы (08.2006–04.2009 гг.), которые характеризуются снижением сейсмической активности.

В связи с этим следует подчеркнуть, что сейсмический режим территории Чиркейско-Ирганайского узла Сулакского каскада ГЭС, по всей вероятности, определяет эксплуатационный режим Чиркейского водохранилища. Он предусматривает ежегодные периодические изменения уровня на 40 метров, что составляет половину объема воды в водохранилище (1,5 млрд. м³). Поскольку земная кора под воздействием водной нагрузки в районе водохранилища Чиркейской ГЭС упруго деформируется [Саидов, 1984], то циклические изменения уровня воды и, соответственно, его объема в водохранилище вызывают вынужденные деформационные колебания в земной коре, соответствующие эксплуатационному режиму. При этом горная по-

рода испытывает периодически, то сжатие, то растяжение, в результате чего изменяется его порово-трещинный объем, что в свою очередь приводит к уменьшению прочности пород и, как следствие, изменению реологических свойств геологической среды и формированию очагов землетрясений. Кроме того, при циклическом изменении напряженного состояния твердые тела разрушаются при значительно меньшей нагрузке, чем при однократном деформировании, причем с увеличением числа циклов разрушающая нагрузка уменьшается. Это явление, обусловленное усталостью материала проявляется очень резко [Ярошевский, 1981] и играет, по видимому, важную роль в сейсмическом процессе исследуемой территории.

На рисунке 8 показан график повторяемости территории прилегающей к Чиркейско-Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС в радиусе до 40 км, по сейсмическим данным за период 2005-2010 годы. Угловым коэффициентом графика повторяемости оказался равным $\gamma = 0,37$.

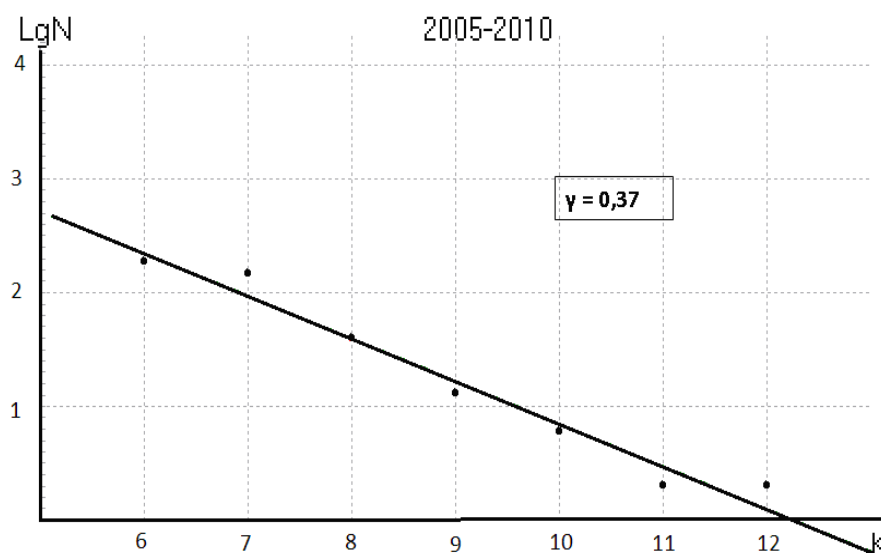


Рис. 8. График повторяемости территории прилегающей к Чиркейско-Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС

Как известно, угловой коэффициент графика повторяемости характеризует плотностные свойства геологической среды (условная вязкость), ее трещиноватость, раздробленность или консолидированность. Чем консолидированнее геологическая среда, тем выше энергетический класс землетрясения. Как показано в работе [Идармачев и др., 1977], угловым коэффициентом γ до заполнения водохранилища Чиркейской ГЭС равен 0,49, что соответствует значению γ для всей территории Дагестана. После начала заполнения водохранилища изменился сейсмический режим прилегающей территории и величина углового коэффициента снизилась до величины $\gamma = 0,36$, что практически совпадает с величиной полученной нами для территории, прилегающей к Чиркейско-Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Заполнение и эксплуатация водохранилища Ирганайской ГЭС существенно не влияет на сейсмический режим исследуемой территории.
2. В результате длительной эксплуатации водохранилища Чиркейской ГЭС (около 40 лет) изменились реологические свойства геологической среды и, соответствен-

но, сейсмический режим, прилегающей к водохранилищу территории, что отразилось на величине угла наклона графика повторяемости.

Литература

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. – М.: Мир, 1979.
2. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А. и др. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района водохранилища Чиркейской ГЭС в период его заполнения // В кн.: Сейсмический режим территории Дагестана. – Махачкала, 1977. – №1(13). – С. 3–9.
3. Левкович Р.А., Дейнега Г.И., Каспаров С.А. и др. Геодинамический эффект, создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. – М.: Наука, 1982.
4. Саидов О.А. Деформации прогибания и возбужденные землетрясения // Изв. АН СССР. Советская геология, 1984. – №1. – С. 120–125.
5. Соболева О.В. Изменение механизмов очагов слабых землетрясений под влиянием Нурекского водохранилища // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980. – №1. – С. 34–42.
6. Ярошевский В. Тектоника размывов и складок. – М.: Недра, 1981.

IN THE SEISMIC ACTIVITI OF THE AREA CHIRKEY-IRGANAYSKAVA NODE SULAK CASCADE OF HPS

© 2016 O.A. Saidov, Sc. Cand. (Geol.-Min.)

Dagestan Branch of the Geophysical Service RAS, 367008, Republic of Dagestan,
Makhachkala, str. Belinskogo, 16,
e-mail: omarsaidov1@yandex.ru

It is shown that the filling and operation of reservoirs Irgnayskaya HPS does not significantly affect the seismic regime of the study area.

As a result of prolonged operation of the reservoir Chirkeisk HPS (over 40 years) has changed theological properties of the geological environment and, accordingly, seismic regime adjacent to the reservoir site, which is reflected in the angle of the slope of the recurrence graph.

Keywords: seismicity, seismic events, histogram, energy class, distribution, filling, operation, deformation.

УДК 550.34

СВОЙСТВА ПАРАМЕТРОВ ГРУНТОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ВБЛИЗИ ОЧАГА

© 2016 К.С. Харебов¹, к.т.н., А.Н. Баскаев^{1,2}, к.т.н., Ш.С. Хубежты³, д.ф.-м.н., проф.

¹Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: kosta7x7@yandex.ru;

²Горский государственный аграрный университет, Россия, 363040, г. Владикавказ, Ул. Кирова, 37;

³Южный математический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362027, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22

Представлены дополнения в базу данных сильных движений: введены записи за 2015 г. с интенсивностью от 5 баллов, а также записи с эпицентральной расстоянием не больше 7 км с любой интенсивностью. Проведено исследование зависимости средних значений параметров грунтовых движений от гипоцентрального расстояния в ближней зоне землетрясения в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50, 0–50, 50–2000, 0–2000 км. Проведена оценка статистической значимости зависимостей. Показано, что параметры грунтовых движений имеют экстремальную точку при гипоцентральных расстояниях около 20 км, которую можно считать границей между ближней и дальней зоной землетрясения. Показано, что отношение пикового вертикального ускорения к пиковому горизонтальному ускорению (PVA/PНА) коррелирует с магнитудой события – чем выше магнитуда, тем больше значение PVA/PНА при равных прочих условиях.

Ключевые слова: база данных сильных движений, KNET, землетрясение, эпицентральное расстояние, гипоцентральное расстояние, спектр Фурье, пиковое вертикальное ускорение, пиковое горизонтальное ускорение.

Введение

Весьма интересным представляется поведение параметров грунтовых движений вблизи очага землетрясения. Для проведения подобных исследований необходимо иметь записи сейсмических событий вблизи источника. В настоящее время наиболее полными считаются записи японской системы KNET, на основе которых мы создали свою базу данных грунтовых движений с официальным разрешением от держателей записей использования в некоммерческих целях. Работа над базой данных длится более десяти лет, вводятся новые записи, улучшается интерфейс, проводятся профилактические работы. Для сокращения объема базы данных мы внесли только записи с интенсивностью проявления от 5 баллов МСК. Но появилась необходимость исследовать записи на близких расстояниях от очага, поэтому поэтапно вводятся записи на близких расстояниях от очага. В настоящее время в нашей базе данных находятся все записи системы KNET с эпицентральной рассто-

янием до 7 км. Мы планируем в ближайшее время ввести также записи с эпицентральной дистанцией вплоть до 10 км, а может быть и до 15-20 км.

1. База данных сильных движений

Исследования, представленные в данной статье основаны на базе данных сильных движений [Заалишвили, Харебов, 2007], в которой в качестве основы использованы записи системы KNET [Kinoshita, 2003]. Данные получены официально через Интернет с сайта <http://www.k-net.bosai.go.jp/> и их разрешено использовать в некоммерческих целях. На конец 2016 г. в базу данных включено 16570 трехкомпонентных записей от мая 1996 г. по декабрь 2015 г. В базу данных включены все записи с интенсивностью $MSK \geq 5$ баллов за этот период. В число записей входят также записи с интенсивностью менее 5 баллов для эпицентральных расстояний не более 7 км. В ближайшее время в базу данных будут внесены записи с интенсивностью $MSK \geq 5$ баллов за 2016 г., а также планируется включить и записи с малой интенсивностью с эпицентральной дистанцией от 0 до 10 км.

2. Параметры грунтовых движений вблизи очага

В первой части расчетов мы принимали во внимание все записи системы KNET с эпицентральной дистанцией от 0 до 7 км с мая 1996 г. по декабрь 2015 г. включительно. Были рассчитаны значения параметров в следующих интервалах гипоцентральной дистанции в км: 0–5; 5–10; 10–15; 15–20; 20–25; 25–30; 30–40; 40–50; <50, >50 и среднее для всех 2455 записей с эпицентральной дистанцией до 7 км.

Результаты представлены в таблице 1 и рисунках 1-3.

Таблица 1

Средние значения параметров в интервалах гипоцентральной дистанции

До очага	Эпицентральное расстояние < 7 км			Эпицентральное расстояние до 2000 км		
	<50 км	>50 км	0-2000 км	<50 км	>50 км	0-2000 км
MAG	3,39±0,01	4,18±0,03	3,52±0,01	4,95±0,02	6,24±0,01	6,03±0,01
INT_MS	4,08±0,03	3,35±0,07	3,96±0,03	5,85±0,02	5,67±0,01	5,7±0,01
Er	4,61±0,04	4,52±0,08	4,6±0,03	19,51±0,28	148,99±1,37	128,27±1,23
DEPTH	12,79±0,25	71,21±0,91	22±0,5	14,01±0,23	55,01±0,66	48,44±0,57
Нуро	14,11±0,24	71,42±0,9	23,14±0,49	25,75±0,3	167,18±1,43	144,53±1,29
PVA	31,77±1,05	11,06±0,6	28,51±0,91	56,79±1,55	29,9±0,44	34,21±0,45
VFMax	11,03±0,13	8,31±0,26	10,6±0,12	7,92±0,12	5,79±0,05	6,13±0,05
PHA	55,79±1,8	19,36±1,19	50,05±1,55	137,16±3,1	81,8±0,99	90,66±0,99
HFMax	9,1±0,11	6,71±0,2	8,72±0,1	5,32±0,07	3,94±0,03	4,16±0,03
PVA/PHA	0,64±0,01	0,66±0,01	0,65±0,01	0,42±0	0,37±0	0,38±0
Число записей	2068	387	2455	409	10268	12227

В рассмотренном интервале гипоцентральных расстояний интенсивность падает с удалением от очага землетрясения (рис. 1). На всех представленных рисунках показана средняя величина значения исследуемого параметра в интервалах

гипоцентрального расстояния и стандартная ошибка среднего с $p < 0,05$. Среднее значение интенсивности для гипоцентральных расстояний менее 50 км (2068 записей) составляет $4,08 \pm 0,03$ балла, для более 50 км (387 записей) составляет $3,35 \pm 0,07$ балла, а всех рассмотренных записей составляет 3,96 балла (табл. 1), откуда следует, что интенсивность значительно спадает с увеличением гипоцентрального расстояния. Отметим излом графика зависимости в интервале расстояний 20-30 км. Была проведена дополнительная проверка поведения величины интенсивности в интервалах по 2 км от 14 до 30 км для уточнения излома графика. Результаты показали, что и в интервалах по 2 км и в интервалах по 5 км (рис. 1), наблюдается экстремальная точка в области гипоцентральных расстояний около 20 км.

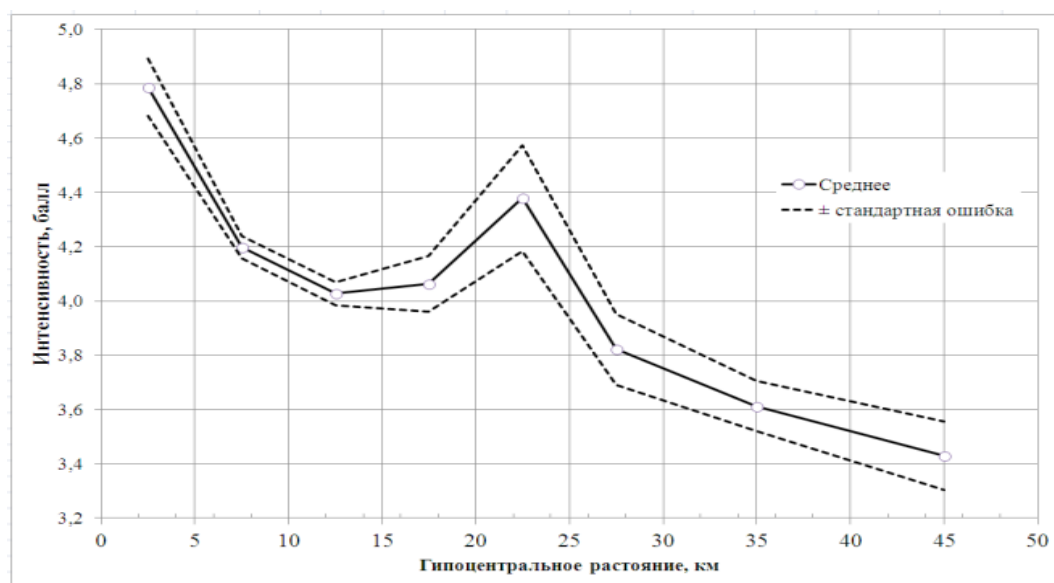
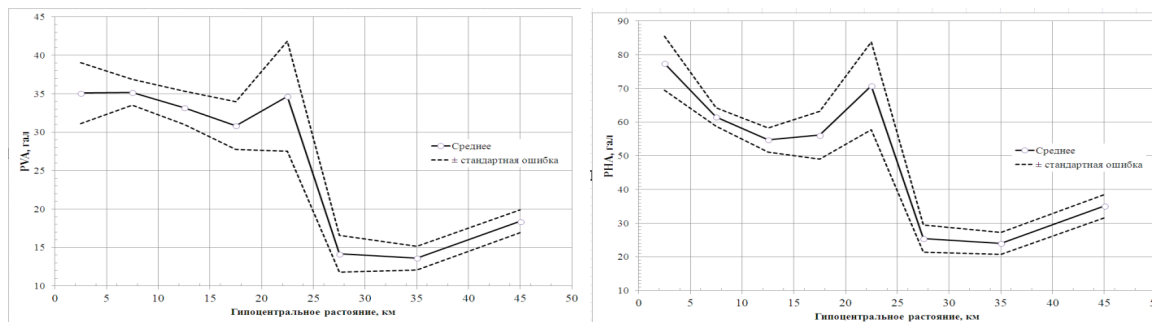


Рис. 1. Зависимость среднего значения интенсивности от гипоцентрального расстояния в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50 км. Эпицентрального расстояния < 7 км

Аналогичный результат был получен и для распределения значения магнитуды по гипоцентральному расстоянию. Среднее значение магнитуды для гипоцентральных расстояний менее 50 км составляет $3,39 \pm 0,01$, для гипоцентральных расстояний более 50 км составляет $4,18 \pm 0,03$, а для всех рассмотренных записей составляет $3,52 \pm 0,01$ (табл. 1), магнитуда имеет значимо большую величину при удалении от очага. Это не должно удивлять, т.к. вероятность события рядом со станцией достаточно мала. Наблюдается экстремальная точка в области гипоцентральных расстояний около 20 км.

Пиковое горизонтальное и вертикальное ускорения вблизи очага значительно спадают с увеличением гипоцентрального расстояния (рис. 2а и 2б). Средние значения пикового вертикального и горизонтального ускорения для гипоцентральных расстояний менее 50 км составляют $31,8 \pm 1,1$ гал и $55,8 \pm 1,8$ гал соответственно, для гипоцентральных расстояний более 50 км составляют $11,1 \pm 0,6$ гал и $19,4 \pm 1,2$ гал соответственно, а для всех записей составляют $28,5 \pm 0,9$ гал и $50,1 \pm 1,6$ гал соответственно. Из рис. 2а и 2б также следует, что наблюдается экстремальная точка в области гипоцентральных расстояний около 21 км.

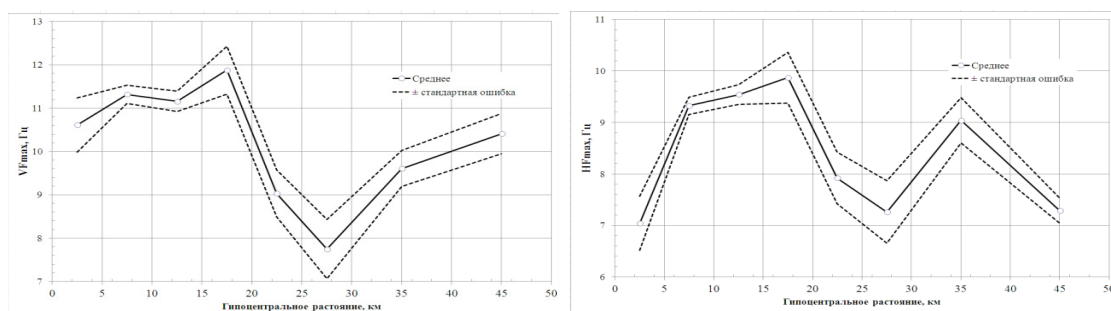


а

б

Рис. 2. Зависимость среднего значения пикового ускорения для PVA - вертикальной (2а) и PHA - горизонтальной (2б) компоненты от гипоцентрального расстояния в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50 км. Эпицентрального расстояния < 7 км

Частоты максимума спектра Фурье для горизонтальной и вертикальной компоненты вблизи очага представлены на рис. 3а и 3б. Средние значения частоты максимума спектра Фурье вертикальной и горизонтальной компоненты для гипоцентральных расстояний менее 50 км составляют $11,0 \pm 0,1$ Гц и $9,1 \pm 0,1$ Гц соответственно, для гипоцентральных расстояний более 50 км составляют $8,3 \pm 0,3$ Гц и $6,7 \pm 0,2$ Гц соответственно, а для всех записей составляют $10,6 \pm 0,1$ Гц и $8,7 \pm 0,1$ Гц соответственно, отсюда следует, что частоты значительно спадают с увеличением гипоцентрального расстояния ($p < 0,05$).



а

б

Рис. 3. Зависимость среднего значения частоты максимума спектра Фурье вертикальная (3а) и горизонтальная (3б) компоненты от гипоцентрального расстояния в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50 км. Эпицентрального расстояния < 7 км

Из рис. 3а и 3б также следует, что наблюдается экстремальная точка в области гипоцентральных расстояний около 20 км.

Данный результат подтверждается предыдущими исследованиями [Заалишвили и др., 2009], где были проведены расчетные исследования зависимости интенсивности проявления землетрясения от магнитуды, ускорения, плотности грунтов и др. на различных эпицентральных расстояниях. Во многих случаях в практике изучения различных событий сильных грунтовых движений проявляется значительное различие в поведении характеристик землетрясения вблизи и в отдалении от очага землетрясения. По энергетическому потенциалу результирующее грунтовое движение условно делится на 2 группы: слабое движение от уда-

ленного или слабого землетрясения и сильное движение от близкого или сильного землетрясения. Для оценки сейсмической опасности необходимо оперировать параметрами сильного грунтового движения [Попова, 1977; Idriss and Seed, 1968]. Для этого в отсутствие сильного землетрясения необходимо получать записи в ближней зоне землетрясения [Castellany and Petrini, 1973], т.к. пики ускорения с расстоянием сильно затухают [Fukushima and Tanaka, 1990]. Имеются данные о том, что весьма близкое соседство с эпицентром, высоких значений ускорения не показывает [Аки, 1967]. Ряд авторов, вообще, отрицает статистические различия между сильными и слабыми землетрясениями [Tocher, 1958; Tocher and Vakun, 1973]. Обычно, эта граница выбиралась достаточно произвольным образом, от 5 до 100 км от очага землетрясения. В [Заалишвили и др., 2009] предложено считать границей между ближней и дальней зоной землетрясения (по эпицентральному расстоянию) точку, где характер зависимости интенсивности от других параметров изменяется, т.е. средний коэффициент корреляции интенсивности с другими параметрами будет максимальным. Было получено, что эта граница расположена на рубеже около 20 км.

Эту экстремальную точку около 20 км от очага землетрясения можно рассматривать как точку раздела между ближней и дальней зоной землетрясения при прохождении которой характер зависимости параметров от гипоцентрального расстояния изменяется при малых значениях эпицентрального расстояния.

Были проделаны идентичные расчеты для тех же интервалов гипоцентрального расстояния без наложенного на эпицентральное расстояние ограничения менее 7 км. Результаты представлены в табл. 1, рис. 4-5.

Среднее значение интенсивности для гипоцентральных расстояний менее 50 км составляет $5,8 \pm 0,02$ балла (409 записей), для более 50 км (10268 записей) составляет $5,67 \pm 0,01$ балла, а всех рассмотренных записей составляет 5,7 балла (табл. 1), откуда следует, что интенсивность значительно спадает с увеличением гипоцентрального расстояния. Следует отметить, что в интервале 0-50 км зависимость интенсивности от гипоцентрального расстояния незначима, как следует из рис. 4.

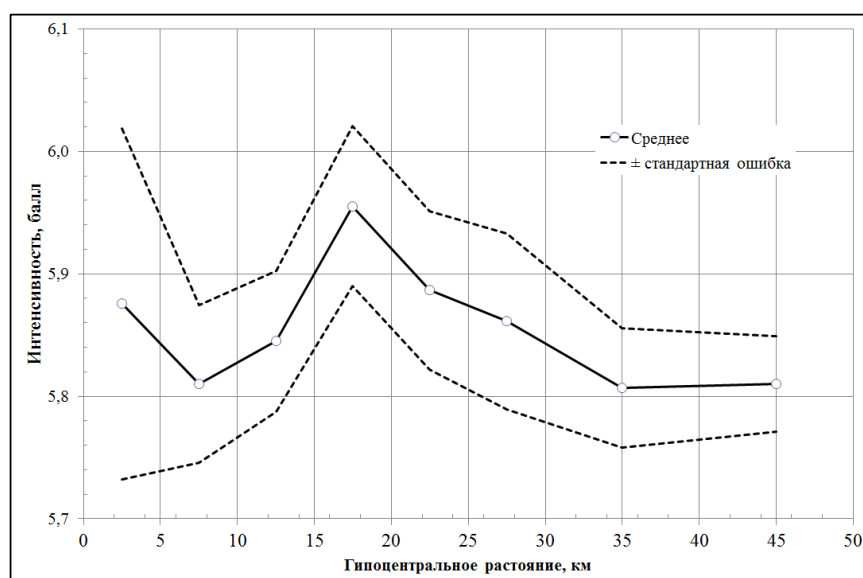
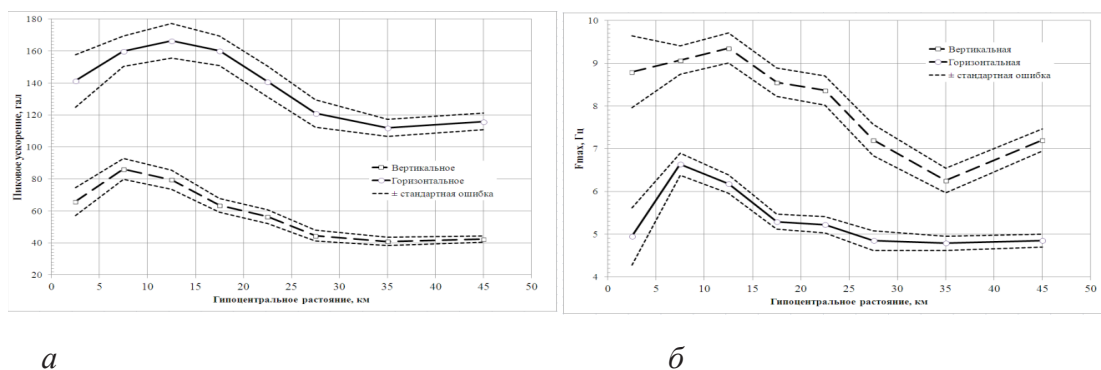


Рис. 4. Зависимость среднего значения интенсивности от гипоцентрального расстояния в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50 км.

Пиковое горизонтальное и вертикальное ускорения значимо спадают с увеличением гипоцентрального расстояния как вблизи очага (рис. 5а), так и за пределами 50 км (табл. 1). Средние значения пикового вертикального и горизонтального ускорения для гипоцентральных расстояний менее 50 км составляют $56,8 \pm 1,6$ гал и $137,2 \pm 3,1$ гал соответственно, для гипоцентральных расстояний более 50 км составляют $29,9 \pm 0,4$ гал и $81,8 \pm 1,0$ гал соответственно, а для всех записей составляют $34,2 \pm 0,5$ гал и $90,7 \pm 1,0$ гал соответственно (табл. 1).

Частоты максимума спектра Фурье для горизонтальной и вертикальной компоненты вблизи очага представлены на рис. 5б. Средние значения частоты максимума спектра Фурье вертикальной и горизонтальной компоненты для гипоцентральных расстояний менее 50 км составляют $7,9 \pm 0,1$ Гц и $5,3 \pm 0,1$ Гц соответственно, для гипоцентральных расстояний более 50 км составляют $5,8 \pm 0,1$ Гц и $3,9 \pm 0,0$ Гц соответственно, а для всех записей составляют $6,1 \pm 0,1$ Гц и $4,2 \pm 0,0$ Гц соответственно, отсюда следует, что частоты значимо спадают с увеличением гипоцентрального расстояния ($p < 0,05$). Отметим, что вблизи очага при гипоцентральных расстояниях < 50 км частота максимума спектра Фурье для горизонтальной компоненты остается постоянной с $p < 0,05$ (рис. 5б).



а

б

Рис. 5. Зависимость среднего значения пикового ускорения (5а), частоты максимума спектра Фурье (5б) вертикальной и горизонтальной компоненты от гипоцентрального расстояния в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50 км.

Очевидно, что магнитуда события сильно влияет на параметры воздействия. На рис. 6а представлена зависимость среднего значения интенсивности (рис. 6а) от гипоцентрального расстояния для четырех значений магнитуд событий: < 5 ; 5–6, 6–7, 7–8. Учитывались записи с интенсивностью воздействия не менее 5 баллов шкалы МСК. Из графика следует, что при магнитудах свыше 7 интенсивность воздействия не опускается ниже 7 баллов на гипоцентральных расстояниях менее 50 км. Негладкий характер кривой для магнитуд свыше 7 баллов объясняется малым количеством записей с высокими магнитудами на малых (менее 50 км) расстояниях от очага. Был рассмотрен и такой параметр как отношение пикового вертикального ускорения к пиковому горизонтальному ускорению (PVA/PНА). Оказалось, что этот параметр коррелирует с магнитудой события – чем выше магнитуда, тем больше значение PVA/PНА (рис. 6б) при равных прочих условиях.

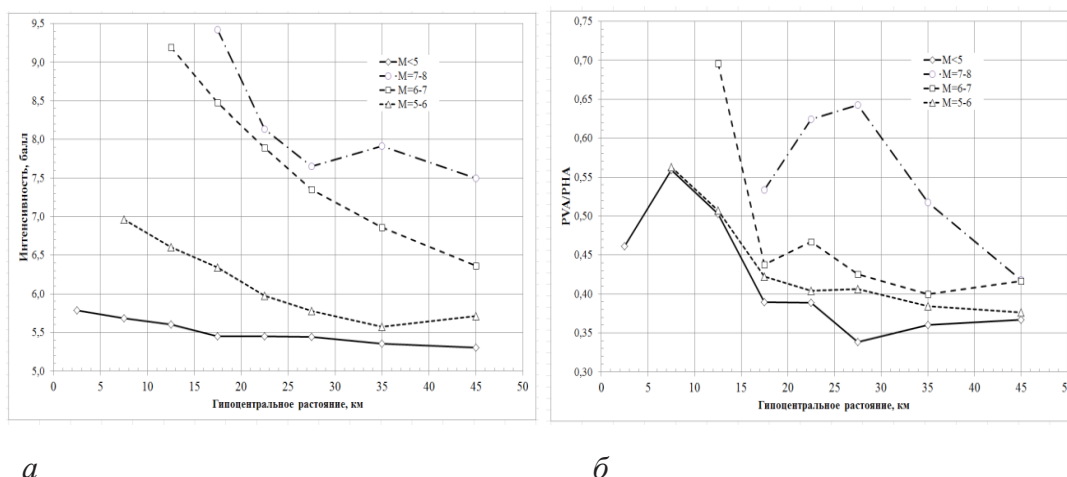


Рис. 6. Зависимость среднего значения интенсивности (рис. 6а) и отношения (PVA/PNA) пикового вертикального ускорения к пиковому горизонтальному ускорению (рис. 6б) от гипоцентрального расстояния в интервалах: 0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 25-30, 30-40, 40-50 км для четырех значений магнитуд событий: <5; 5-6, 6-7, 7-8.

Заключение

Рассмотрена расширенная база данных сильных движений с включением новых записей за 2015 г. с интенсивностью от 5 баллов, а также записей с эпицентральной расстоянием не больше 7 км с любой интенсивностью. Проведено исследование зависимости средних значений интенсивности, пикового ускорения и частоты максимума спектра Фурье для вертикальной и горизонтальной компоненты от гипоцентрального расстояния в ближней зоне землетрясения в интервалах: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–40, 40–50, 0–50, 50–2000, 0–2000 км. Проведена оценка статистической значимости исследуемых зависимостей. Показано, что параметры грунтовых движений имеют экстремальную точку при гипоцентральных расстояниях около 20 км, которую можно считать границей между ближней и дальней зоной землетрясения. Установлена значимая зависимость между отношением пикового вертикального ускорения к пиковому горизонтальному ускорению (PVA/PNA) и магнитудой события – чем выше магнитуда, тем больше значение PVA/PNA при равных прочих условиях.

Литература

1. Заалишвили В.Б., Харебов А.К. Базы данных сильных движений и взаимосвязь показателей движения при землетрясениях. Современное состояние и пути развития юга России. – Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2007. – С. 455–461.
2. Заалишвили В.Б., Харебов А.К., Харебов К.С. Выбор границы ближней и дальней зоны сейсмического воздействия. Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе / Ред. А.В. Николаев, В.Б. Заалишвили. – Владикавказ: ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2009. – С. 329–331
3. Попова Е.В. Остаточные сейсмодеформации в грунтах и возможность их прогнозирования. Сейсмическое районирование. – М.: Наука, 1977. – С. 114–121.
4. Aki K. Scaling law of seismic spectrums. Journal of Geophysical Research. 73. – 1967. – Pp. 1217–1231.

5. Castellany A., Petrini V. Research Activity on Design Response Spectra for Italian Sites. Proc. World. Conf. Earth. Engineering, 5-th, Rome. – 1973. – Pp. 1210–1213.
6. Fukushima I., Tanaka T. A new attenuation relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan. Bull. of the Seismological Society of America. – 1990. – 80, №4. – Pp. 757–783
7. Idriss I.M., Seed H.B. An analysis of ground motions during the 1957 San. Francisco earthquake. Bull. Seism. Soc. Amer. 58. – 1968. – Pp. 2013–2032.
8. Kinoshita S. Kyoshin Net (K-NET), Japan. Int. Handbook of Earthquake and Engineering seismology, v. 81B. – 2003. – Pp. 1049–1056.
9. Tocher D. Earthquake Energy and Ground Breakage. Bulletin of the Seismological Society of America, 48. – 1958. – Pp. 147–153.
10. Tocher D., Bakun M.A. A Comparison of the Spectra of Small and Moderate Earthquakes. Proc. World Conf. Earthquake Engineering, 5-th, Rome. – 1973. – Pp. 1294–1297.

PROPERTIES OF THE GROUND MOTIONS PARAMETERS NEAR THE EARTHQUAKE FOCUS

© 2016 K.S. Kharebov¹, Sc. Candidate (Techn.), A.N. Baskaev^{1,2}, Sc. Candidate (Techn.), Sh.S. Khubezhty³, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof.

¹Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov str., 93a,
e-mail: kosta7x7@yandex.ru;

²Mountain State Agrarian University, Russia, 362040, Vladikavkaz,
Kirov str., 37;

³South Mathematical Institute of VSC RAS, Russia, 362027, Vladikavkaz, Markusa
str., 22

Additions into the Strong Motions Data Base are represented: records 2015 year with the intensity from 5, and also the records with epicentral distance not greater than 7 km with any intensity. A study of the ground motions parameters average values dependence on the hypocentral distance in the neighbor zone of earthquake in the intervals: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 25–30, 30–40, 40–50, 0–50, 50–2000, 0–2000 km is carried out. The estimation of the statistical significance of dependences is carried out. It is shown that the parameters of ground motions have the extreme point with the hypocentral distances about 20 km, which can be considered as the boundary between the near and far zone of earthquake. It is shown that the ratio of peak vertical acceleration to the peak horizontal acceleration (PVA/PHA) correlates with the magnitude of event – the higher the magnitude, the greater the value PVA/PHA under otherwise equal conditions.

Keywords: Strong Motions Data Base, KNET, earthquake, epicentral distance, hypocentral distance, Fourier's spectrum, peak vertical acceleration, peak horizontal acceleration.

УДК 551.464.659

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОНОСНОСТИ ТЕПЛИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

© Х.О. Чотчаев, Р.Р. Гогичев

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье приводятся основные рудоконтролирующие факторы, дается оценка металлогенической позиции рудного узла его приуроченностью к над- и околоинтрузивным зонам магматических образований Теплинского комплекса представленного дайками микродиоритов (1 фаза), гранит-порфиров и дацитов (2 фаза), массивами и штоками кварцевых диоритов и гранодиоритов (3 фаза), и многочисленными дайками и штоками андезито-дацитов и риодацитов (4 фаза). Большое разнообразие золоторудных формаций, типов и подтипов объясняется смешанным характером магматических источников золотого оруденения, а также участием в процессе рудообразования тектонических, стратиграфо-литологических, метаморфических факторов. В условиях Теплинского рудного поля в качестве основного поискового метода на жильные и вкрапленные золоторудные скопления рекомендуется геохимическое опробование по первичным и вторичным ореолам.

Ключевые слова: рудопроявление золота, рудоконтролирующие факторы, геохимия, формационные особенности, Теплинское рудное поле, Центральный Кавказ.

Позднеальпийские (миоцен-квартер) неинтрузии (Теплинская, Сангутидонская и Танадонская) и субинтрузивные образования Фиагдонского комплекса, которые определяют размещение золоторудного оруденения, расположены в зоне Главного хребта [Ольховский, Тибилев, 1987].

Предполагается, что этими металлотектами продуцируется как пространственно тесно ассоциированное оруденение золота, так и регенерационные процессы, ведущие к преобразованиям продуктов киммерийского рудогенеза и образованию полигенно-полихронных рудных объектов в более широком ареале воздействия.

Теплинский рудный узел расположен в верховьях Фиагдонского ущелья, в 70 км от г. Владикавказа, с которым связан асфальтированной (60 км) и грунтовой автодорогой (10 км). К верховьям Теплинского рудного узла проложена горная тропа, пригодная для использования при производстве полевых поисковых работ по объекту. Высотные отметки – 2400–2600 м (Арсиком) и свыше 2600 м (Тепли).

В геологическом строении участков Теплинского рудного узла принимают участие терригенно-вулканогенные породы Адайхох-Дарьяльской структурно-формационной зоны (СФЗ) в составе циклаурской свиты (J_1sk) и терригенные образования зоны Южного склона (казбекская – J_1kz и гудушаурская – J_2gd свиты), разделенные Адайхох-Казбекским разломом, представляющим южную границу реликтового рубца. Структурный план площади определяется пересечением северо-западных зон (прост. $290-330^0$) правосдвиговых деформаций и субширотных зон Адайком-Казбекского, Льядонского и Северо-Адайкомского разломов (надвигов), а также сопутствующих им разломов более высокого порядка и широко развитой системы малоамплитудной оперяющей разломной тектоники, в которой, собственно, и ло-

кализуется большая часть оруденения. Важную роль в строении площади играют и системы сильно сжатых, наклоненных и опрокинутых на юг субширотных складок, часто сорванных по надвиговым поверхностям, падающим на север. Из магматических образований в северной части участка широко развиты ниже-среднеюрские вулканогенные (базальтовые порфириты, спилиты, миндалекаменные порфириты, витрофиры, вариолиты) и образования вулканоплутонического Фиагдонского комплекса (силы, дайки, штоки андезито-базальтов, базальтовых порфиритов, пикритов, апопикритовых серпентинитов, габбро, габбро-диабазов).

Формирование пород спилитов – диабазовой формации предполагается в осевой части Большекавказского окраинного моря в условиях растяжения (спрединга) в плинсбах-ааленское время. В целом в современной структуре района терригенно-вулканогенные образования развиты в пределах узкой (до 5 км) тектонической пластины, ограниченной с севера Шаухохской линией разломов (Сырху-Барзондский, Хилакский и др.), а с юга – Адайком-Казбекский.

Интрузивные образования Теплинского комплекса представлены дайками микродиоритов (1 фаза), гранит-порфиров и дацитов (2 фаза), массивами и штоками кварцевых диоритов и гранодиоритов (3 фаза), и многочисленными дайками и штоками андезито-дацитов и риодацитов (4 фаза). Дайки дацитов и риодацитов имеют преимущественно СЗ простирание, что подчеркивает развитие деформаций этого направления.

Металлогеническая позиция рудного узла определяется его приуроченностью к над- и околоинтрузивным зонам вышеуказанных комплексов.

Смешанный характер магматических источников золотого оруденения, а также участие в процессе рудообразования тектонических, стратиграфо-литологических, метаморфических факторов обуславливает разнообразие золоторудных формаций.

В составе Теплинского рудного узла условно выделены 2 потенциальных рудных поля: Арсикомское (участок Арсиком) на его северном фланге, Теплинское – на центральном и южном (участки Суарком, Льядон) (рис. 1).

В пределах Арсикомского рудного поля рассеянное тонкодисперсное золото в углеродсодержащих терригенных отложениях могло быть сформировано как одноэтапно – рудогенерирующими процессами только киммерийского возраста, так и полихронно – совокупностью продуктов киммерийского рудогенеза и регенерации в конвективно-рециклинговых системах, сформированных под энергетическим воздействием близко расположенных позднеальпийских гранитоидных очагов [Константинов и др. 1990; Оценка прогнозных ресурсов..., 2002].

Вулканогенный разрез изучен и опробован литогеохимией в нескольких сечениях. По полученным результатам в вулканитах Фиагдонского комплекса и вмещающих породах выделяются интервалы с аномальными содержаниями меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка, висмута. К ним приурочены и пробы, содержащие золото (тысячные и сотые доли г/т).

В процессе работ по ГДП-200 листа К-38-IX проводились поисковые работы по выявлению рудных объектов меди, свинца, цинка, золота, висмута, связанных с эффузивно-силлово-дайковыми образованиями, жерловыми фациями Фиагдонского комплекса, в ареале развития которых известна рассеянная сульфидная минерализация, геохимические ореолы меди, свинца, серебра и мышьяка.

По морфогенетическим признакам такие объекты могут существенно отличаться от рудных зон жильной формаций, и эффективное обнаружение их потребует

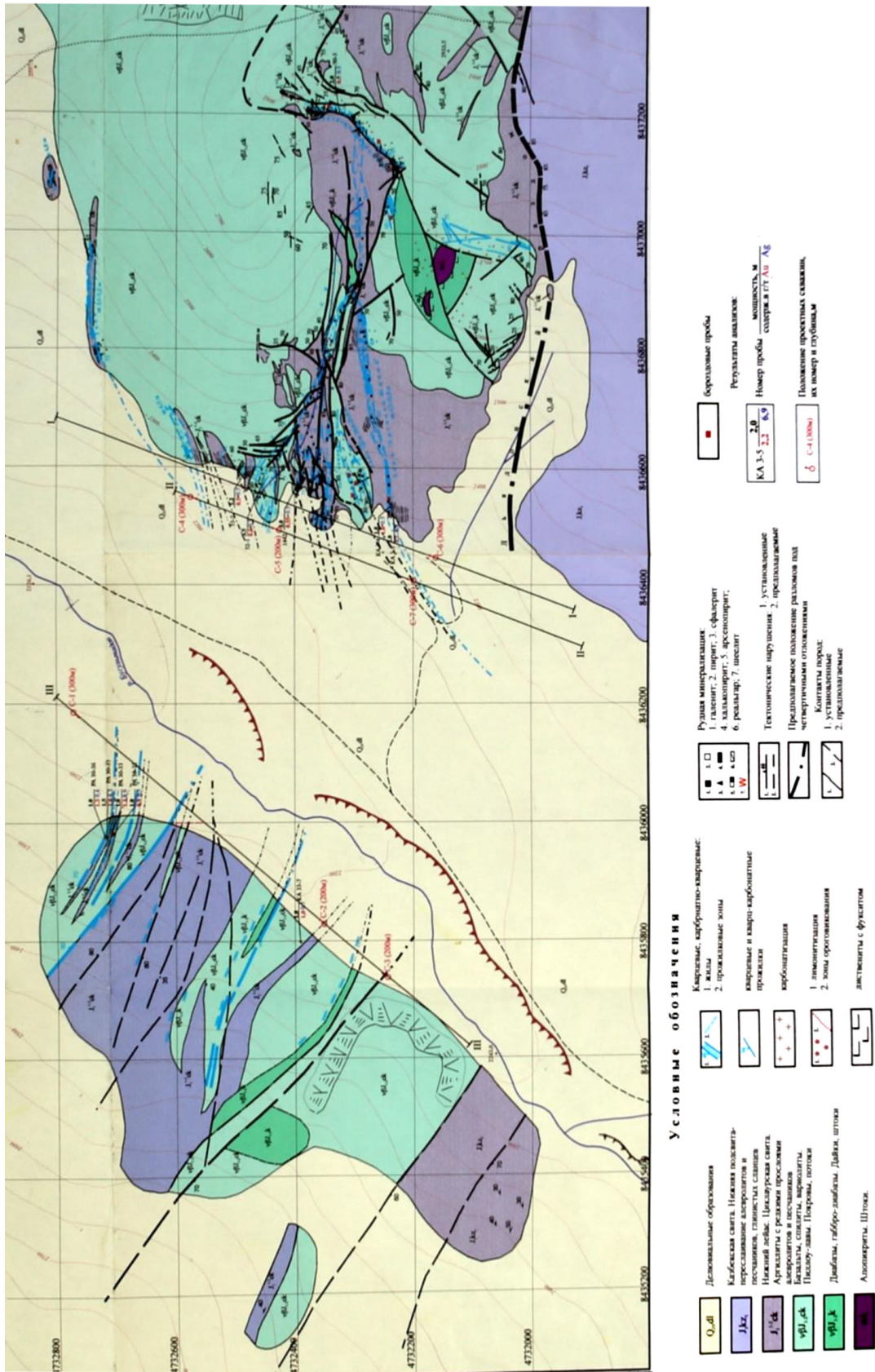


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка Арским

внимательного изучения метасоматических образований и применения рациональной методики опробования.

Арсикомское рудное поле давно привлекает к себе внимание как потенциально золоторудный объект, в пределах которого известен ряд проявлений золота с содержанием от следов до 3,8 г/т – 10–12 г/т – 44 г/т. в ограниченном количестве проб, отобранных из кварц-сульфидных зон Нижне-Арсикомского рудопроявления разными исследователями в разные годы (штуфы – первые десятки проб).

Металлогеническая позиция Теплинского рудного поля (рис. 2) определяется его приуроченностью к над- и околотрузивным зонам субвулканических малых интрузий (штоков) гранитов и гранодиорит-порфиров ($\gamma\tau\text{-N}_2^3\text{t}$), контролируемым площадной зоной ороговикования.

В пределах Теплинского рудного узла выявлено около 100 жил [Актуализированные методические рекомендации..., 2010; Методические рекомендации..., 2007; Система стандартов..., 2009] и минерализованных зон и точек с золотым оруденением, которые контролируются зонами дробления крупных разломов (Льядонский, Адайком-Казбекский и др.).

Распространение оруденения парагенетически связано с ореолами гидротермалитов и метасоматитов близповерхностного пропилит-аргиллизитового типа, выполняющих зоны трещиноватости разного генезиса. В гранитоидах это метасоматиты кварц-хлорит-полевошпатового и кварц-хлорит-серицитового состава, а в осадочном разрезе – зоны кварц-карбонат-хлорит-серицитовых, карбонат-хлоритовых с альбитом и амфибол-хлоритовых метасоматитов в ороговикованных породах с углисто-песчано-глинистыми прослоями и пиритизированными вулканогенами.

Кварц-карбонат-хлорит-серицитовая ассоциация распространена локально и связана с дайками и разрывными нарушениями преимущественно северо-западного направления. В местах их концентрации ассоциация приобретает ограниченно-площадное развитие (участок Льядон), представлена полиминеральными агрегатами, псевдоморфно развивающимися по всем первичным минералам пород. Обычно наблюдается последовательность серицит – карбонат, хлорит – карбонат. Прожилки имеют обычно тот же состав. Степень замещения пород 30–40%, но в наиболее проработанных зонах, обычно приуроченных к тектоническим зонам, она достигает 60–80%.

Карбонат-хлоритовая с альбитом ассоциация представлена хлоритом, кальцитом, альбитом, серицитом. Характерно присутствие эпидота при незначительном количестве карбоната. В составе ассоциации резко доминирует хлорит. Ассоциация представлена агрегатными полиминеральными псевдоморфозами по темноцветным минералам и плагиоклазу исходных пород. С ассоциацией связана прожилково-вкрапленная пирит-магнетито-ильменитовая и пирротин-халькопиритовая минерализация. Степень замещения соответствует трем ступеням: 5–10% (хлоритизация), 10–15% (хлорит, кальцит, альбит), 15–20% – полное замещение по темноцветным минералам и частичное по плагиоклазу.

Амфибол-хлоритовая ассоциация на Теплинском рудном поле представлена единичными жилами того же состава. Аксессуары представлены апатитом, магнетитом, ильменитом и шпинелью (плеонаст).

Предполагается [Асатиани, 1988], что на участке вскрыты верхние уровни рудно-минеральной колонны, причем здесь имеет место наложение золотосульфидно-

го оруденения на более раннее редкометальное и медно-пирротинное. В совокупности образуется сложная полиминеральная рудоносная система.

В юго-восточной части потенциального Теплинского рудно-магматического узла расположен Суаркомский выход Теплинского массива. К нему приурочен юго-восточный фрагмент Теплинского потенциального рудного поля - Суаркомский участок.

В геологическом строении участка принимают участие отложения мезозоя, сложенные терригенными образованиями казбекской (J_1kz), вулканогенно-терригенными циклаурской (J_1ck) и гудушаурская (J_2gd) свит. Магматические образования представлены Фиагдонским комплексом диабазовых порфириров ($v\beta J_{1-2f}$) и Теплинским комплексом, сложенным формацией кайнозойских субвулканических гранитов и гранодиорит-порфириров ($\gamma\delta\lambda N_2^3t$), микрогранитов ($m\gamma N_2^3t$) и дайковой фацией риодацитов, дацитов андезидацитов ($\lambda\xi, \xi, \lambda\xi N_2^3t$). Здесь же, в западной части участка, по данным Ермакова В.А., отдешифрирован порфирировый шток, сложенный взрывчатой брекчией и, предположительно, являющийся центром прогнозируемой порфирировой рудно-магматической системы. Площадь участка на 70% перекрыта ледниками и ледниковыми отложениями и доступными для изучения являются лишь борты ледниковых цирков.

На ближней периферии и в самой Суаркомской гранодиоритовой интрузии известно 12 рудопроявлений и многочисленная знаковая рудная минерализация (арсенопитит, молибденит, халькопирит, пирит, рутил).

Практически, все проявления рудной минерализации приурочены к разломным зонам дробления, причем как широтного, так и северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний, с близвертикальным падением южной вергентности ($75-85^\circ$).

На ближней периферии и в самой Суаркомской гранодиоритовой интрузии известно 12 рудопроявлений и многочисленная знаковая рудная минерализация (арсенопитит, молибденит, халькопирит, пирит, рутил). Практически, все проявления рудной минерализации приурочены к разломным зонам дробления, причем как широтного, так и северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний, с близвертикальным падением южной вергентности ($75-85^\circ$). При этом приоритетных направлений в размещении оруденения, как правило, не наблюдается. Можно лишь сказать, что халькофильная минерализация локализуется во всех зонах, а мышьяково-редкометальная – преимущественно в СЗ и субмеридиональных и сопутствует дайковому магматизму андезит-дацитового состава. Рудолокализуемыми являются и приконтактные части даек и, иногда, сами дайки. Региональные разломные зоны минерализованы слабо, являясь, очевидно, рудоподводящими каналами. Морфологически рудные тела представлены штокверками (Молибденовое), жилами и прожилково-вкрапленными зонами. На северном и северо-западном флангах участка золоторудная минерализация фиксируется в прожилковых зонах окварцевания, хотя, также как и в других местах, контролируется пачками графитизированных кварцитов и дорудными зонами дробления.

Рудная минерализация участка, по мнению Асатиани Г.Л., представлена тремя типами руд – медно-молибденовым, мышьяково-редкометальным и медно-пирротинным типами оруденений. Многие считают, что целесообразнее типы оруденения рассматривать как стадии минерализации.

Мышьяково-редкометальный тип руд сконцентрирован в центральной части участка и разделяется на халькопирит-молибденитовый, молибденитовый и арсенопирит-редкометальный минеральные подтипы.

Халькопирит-молибденитовый минеральный подтип оруденения четко контролируется зоной экзо - эндоконтакта гранодиоритовой интрузии, тяготея к гранодиоритам и быстро выклиниваясь в зоне экзоконтакта (первые десятки метров). Рудноминеральные образования, в основном, выполняют крутые (до 800 м) зоны дробления и трещины субширотного и СЗ простирания, реже штокверковоподобные зоны. В эндоконтакте халькопирит-молибденитовая минерализация контролируется полем кварц-биотитовой ассоциации метасоматитов, представленной биотитом, кварцем, хлоритом, апатитом, лейкоксом, калиевым полевым шпатом и амфиболом (актинолитом). Из рудных ассоциаций сопровождается рассеянной вкрапленностью магнетита, пирита, пирротина и ильменита.

Молибденитовый подтип оруденения представлен на рудопрооявлениях Суарком, Теплинском, и Молибденовом. Здесь, в экзоконтакте тела гранодиоритов, прорванного небольшим штоком дацитов, локализованы существенно кварцевые жилы с молибденитом в зальбандах и хлоритом в центральных частях. В гранодиоритах часто встречаются “сухие” трещины с налетами молибденита по стенкам.

Арсенопирит-молибденитовый минеральный подтип руд характерен для рудопрооявления Второго Южного ледника и многочисленных рудоносных жил в гранодиоритах. Он сложен ассоциацией кварц-турмалин-хлорит-карбонат-арсенопирит-шеелит-молибденит с преобладанием кварца, турмалина и карбоната. Данный подтип очень близок к арсенопирит-пирит-редкометальному минеральному подтипу руд и его обычно рассматривают как переходный от халькопирит-молибденитового к более поздним разновидностям.

Рудопоисковым признаком оруденения является развитие процессов локального прожилкового окварцевания среди пропилизированных пород (кварц-карбонат-хлоритовая с альбитом ассоциация). Содержания золота варьируют от 0,1 до 10 г/т.

Арсенопирит-пирит-редкометальный минеральный подтип руд присутствует во всех рудопрооявлениях Теплинского рудного поля и контролируется СЗ и субширотными разломами. В составе руд, наряду с рудослагающими минералами, в переменных количествах с ними встречаются кобальтин, лелингит, висмутин, свинцово-висмутовые, свинцово-сурьмяные, железо-сурьмяные и медно-свинцово-сурьмяные сульфосили. Здесь же отмечаются и более ранние рудные минералы, чем арсенопирит и пирит, молибденит, халькопирит и пирротин. Помимо охарактеризованных жильных рудопрооявлений к данному типу руд относятся зоны прожилково-вкрапленной минерализации в гранодиоритах, приуроченные к системам трещин, оперяющих разломы, по которым прошло внедрение даек дацитов. На рудопрооявлении Суаркомском-1 (медном) и Балки Диоритовой (медно-мышьяковом) оруденение представлено интенсивной метасоматической вкрапленностью халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит. На Суаркомском-1 рудопрооявлении взятая проба из кварц-молибденит-висмут-арсенопиритовой жилы содержит золота и серебра соответственно 1,7 и 16,0 г/т.

Медно-мышьяковое рудопрооявление у Балки Диоритовой относится к тому же минеральному подтипу и расположено в 150 м к ЮВ от Суаркомского медного рудопрооявления на высоте 2800-2850 м. Выявлено Никитиным в 1939 г. В правом обрывистом борту балки Диоритовой среди кварцевых диоритов на протяжении 100 м прослеживается маломощная (0,1–0,2 м) зона дробления СЗ простирания.

Рудопрооявление Ледника Каскадный (рис. 2) расположено на северо-восточном фланге участка, на склоне гребня, разделяющего ледники Хардотчин и Каскаджин. Приурочено к оперяющему нарушению Лядонского разлома [Давыдов,

1998]. Оруденение локализовано в зоне дробления аз.пад. $200-220^{\circ}-40-70^{\circ}$ и оперяющих её нарушениях. Протяженность зоны 200 м, мощность 10–15 м. Выявлено 9 рудоносных зон, из них одна – главная с параметрами: мощность – 0,05–1,0 м, протяженность – 90 м. Поперечные жилы секут главную почти под прямым углом. Их параметры: мощность – 0,1–0,6 м, протяженность – 15–20 м. Рудная минерализация представлена пирротином, арсенопиритом, халькопиритом, висмутином, кубанитом, самородным золотом и серебром. Содержания: Cu – 0,0–0,47%, Zn – 0,04–0,1%, Pb – 0,1%, Bi – 0,002–0,01%, Mo – 0,008–0,012%, Sb – 0,008–0,012%, Ag – <1 г/т, Au – до 100 г/т. Вмещающие породы – диабазовые порфириды фиандонского комплекса.

Медно-пирротиновый тип руд представлен двумя подтипами: вкрапленным пирротин-халькопиритовым и жильным пирротин-халькопиритовым. Сложены ассоциацией кварц-кальцит-хлорит-сфалерит-пирротин-халькопирит. Содержания золота и серебра, соответственно, составляют: на р/п Суаркомском – 1,0 и 221,0 г/т (по пробирному анализу 6,8 и 10,0 г/т), Балки Диоритовой – 1,4 и 35,0 г/т. На северо-западном фланге участка к нему относятся многочисленные проявления знаковой рудной минерализации.

Рудопроявление Шуардонское расположено в левом борту долины р. Суарком. Открыто в 1935 г. Курбановым. Приурочено к системе разрывных нарушений, субпараллельных региональному Адайком-Казбекскому разлому. Известно 8 рудных зон, залегающих в интенсивно ороговикованных песчано-алевролитовых отложениях казбекской свиты. Падение их $160-175^{\circ}-70-85^{\circ}$ и $320-345^{\circ}-75-85^{\circ}$. Мощность рудных зон варьирует от 0,3 до 1,5 м, протяженность – от 40 до 150 м. Вещественный состав, в целом, однотипен: арсенопирит, пирротин, пирит, халькопирит, висмутин. Содержания (Озерин, 1970): Cu – 0,03–0,3%, Zn – 0,005–0,1%, As – 0,01–0,02%, Bi – 0,006–0,03%, Ag – <1 г/т, Au – 0,01–1,0 г/т.

На рудопроявлении Шуардонском, расположенном на периферии зоны ороговикования, наблюдаются рудные зоны двух типов: первые – локализованные в разломных зонах дробления, вторые – избирательно замещающие прослойки песчаников и алевролитов. Первые расположены гипсометрически ниже вторых и, возможно, являются проводниками для них. Сама по себе структура Шуардонского р/п вполне может являться эталонной моделью структуры всего Суаркомского участка.

Суаркомское-II «Cu» (проявление №6) рудопроявление находится на левом обрывистом склоне балки «Аплитовая щель», правом притоке р. Суарком, на высоте 2900 м. На участке р/п развиты кварцевые диориты теплинского типа. Они прорваны многочисленными дайками дацитов и андезито-дацитов. По тальвегу балки «Аплитовая щель» прослеживается тектоническое нарушение аз. пад. $205^{\circ}-85^{\circ}$, которое является оперяющим по отношению к Северо-Адайком-Казбекскому разлому. К нему приурочена дайка дацитов мощностью 7–8 м. По простиранию дайка прослеживается на 110 м. Оруденение размещается в смятых и раздробленных кварцевых диоритах, непосредственно примыкающих к лежащему боку отмеченной дайки. Мощность зоны около 20 м, длина 50 м. Ее юго-восточный фланг перекрыт осыпью, СЗ – выклинивается. В пределах этой зоны наблюдается 5 параллельных линз с интенсивной вкрапленностью и гнездами *снр* мощностью от 2–3 см до 1 м при протяженности 10–25 м. Ориентировка зоны и входящих в нее линз аз. пад. $240^{\circ}-75-80^{\circ}$. В рудах макроскопически и под микроскопом выделяется халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит, вольфрамит, ильменит, рутил, станнин, сфалерит,

вторичные. Рудная зона опробована в двух сечениях на среднюю мощность 1,5 м. Содержание меди – 0,62%, цинка – 0,08%, свинца – 0,005%, мышьяка – 0,015%, висмута – 0,00%, серебра – 0,0008% (8г/т). В наиболее богатой центральной части жилы содержание серебра достигает 0,02% (200 г/т). Золото в предшествующие годы не определялось. В рудах содержания золота варьируют от 0,12 до 0,24 г/т, серебра – от следов до 5,7 г/т.

В результате проведенных работ на участке выделяются четыре потенциально продуктивных площади:

– *Шуардонская рудная зона* включает в себя рудоносные зоны рудопоявления Шуардонское (проявление №10), Балки Диоритовой (№7) и II Южного Ледника (№5). Прогнозируемая протяженность зоны 2,3 км, из них лишь 1,5 км доступны для изучения, остальные скрыты под моренными отложениями. Ширина варьируется от 23 до 175 м. Морфологически она объединяет минерализованные зоны дробления, прожилковые зоны и отдельные жилы кварц-карбонат-хлоритового состава с тонкой минерализацией пирита, арсенопирита, халькопирита, висмутина. Зона пересечена геохимическими профилями в двух сечениях и изучена поисковыми маршрутами.

В рудах р/п Шуардонское, по данным пробирного анализа, содержания золота варьируют от 0,12 до 0,24 г/т. Содержание золота в штучных пробах, отобранных из рудных прожилков, по данным атомно-абсорбционного анализа составляет от 0,1 до 1,15 г/т. Повышенные содержания золота обычно приурочены к зонам сульфидизации (пирротин-халькопиритовый и арсенопирит-пирит-редкометалльный подтипы руд), в меньшей мере – к окварцованным зонам дробления. В размещении оруденения играет роль, по-видимому, и вертикальная зональность.

Параметры зоны: протяженность (L) – 1500 м; ширина средняя – 72 м;

Среднее содержание >1 г/т – Au 0,004 x 10⁻³%, Ag – 0,0096 x 10⁻³%.

Прогнозируемая глубина (размах оруденения), устанавливаемая по величине фактического эрозионного среза, – 520 м;

– *Суаркомская рудная зона* ориентирована диагонально по отношению к Шуардонской и имеет продолжение в направлении ледника Безымянный. Строение рудной зоны сходно со строением р/п Суаркомского-I, а на СЗ фланге зона расщепляется на две ветви и выполнена окремненными брекчиевидными породами с гнездами и прожилками тонкозернистого пирита и белого сахаристого кварца. С поверхности зона интенсивно ожелезнена. Аз. пад. прожилков 30–40°–50–70°. Ориентировка зон минерализации – 220–240°–40–80°. По зоне отобрано 22 точечные геохимические пробы. Золото установлено во всех пробах с содержаниями от 0,003 до 0,05 г/т.

Параметры зоны: протяженность – 570 м; ширина – от 50 до 175 м, в среднем 112 м.

Прогнозируемая глубина устанавливается по величине фактического эрозионного среза – 400 м.

Содержания Au (в среднем по зоне) – 0,0039 x 10⁻³%, Ag – 0,011 x 10⁻³%.

– *Диоритовая рудная зона* (рис. 2), выделяется по результатам опробования в пределах выхода гранодиоритовой интрузии. Характеризуется многочисленными рудоносными прожилками и трещинами в гранодиоритах, выполненных ассоциацией кварц-турмалин-хлорит-карбонат-арсенопирит-шеелит-молибденит с преобладанием кварца, турмалина и карбоната. Предположительно, зона связана с внутриформационными трещинами интрузива. Иногда эти трещины выполняются

поздними дайками дацитов, в экзо- и эндоконтактах которых наблюдается оруденение. Зона контролируется ореолом пропилитизированных пород. Ее параметры предположительно составляют: по протяженности - 800 м, по ширине – от 60 до 90 м, простираение на глубину судя по естественному эрозионному срезу – до 400 м.

– *Северная рудоносная зона* выделяется по материалам опробования и представлена системой более мелких рудоносных зон, приуроченных к зонам дробления, опережающим Льядонский региональный разлом – рудоносные участки Каскадного (№ проявления 3), II Южного Ледника (№5), Суаркомского арсенопиритового (№8) и целый ряд мелких пунктов минерализации, расположенных севернее Льядонского разлома. Зона оконтурена по геологическим данным с учетом площадного распространения рудной минерализации и прослеженной протяженности рудоносных зон известных рудопроявлений. Морфологически рудоносные участки представляют собой зоны катаклазированных пород по ороговикованным туфопесчано-алевролитовым породам бугульгинской свиты и лавам диабазовых порфиритов фиагдонского комплекса. Участки катаклаза интенсивно минерализованы кварцем и сульфидной минерализацией: пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом, висмутином, кубанитом. Оруденение представлено тонко рассеянной, вкрапленной и прожилковой минерализацией, изредка короткими жилами массивного рудного агрегата. В пределах Северной рудоносной зоны выделяется три участка, разделенных ледниками и моренными отложениями – Безымянный, II Центрального ледника и Каскадный.

На участке Безымянный повышенные содержания золота приурочены к рудным прожилкам арсенопирит-пирит-редкометалльного подтипа и окварцованным пиритизированным разломным зонам дробления.

Повышение содержания золота в пробах на участке II Центрального Ледника фиксируется в приразломных зонах тонкопрожилкового окварцевания. Литологически благоприятными породами являются полосчатые графитизированные кварциты и кварцитовидные сланцы.

На участке Каскадный содержание золота в штучных пробах достигает 1–2 г/т. Повышенные содержания золота приурочены к зонам прожилкового окварцевания, связанным с разломами, и рудным минерализованным зонам р/п Каскадный. Благоприятными литологическими породами являются вулканиты Фиагдонского комплекса и горизонты графитизированных кварцитовидных сланцев.

Предварительная геолого-поисковая модель. Исходя из приведенного обзора информации по золотоносности Теплинского рудного узла, предполагаемая прогнозная модель оруденения – золото-сульфидно-кварцевая, связанная с рудно-магматическими системами Фиагдонского и Теплинского комплексов.

Предполагается, что оруденение вышеуказанных золоторудных формаций локализуется в протяженных тектонических системах, опережающих крупные нарушения в районе Теплинского узла (Северный и Южный Адайкомские, Льядонский и др. разломы), имеющих северо-западную и субширотную ориентировки. Под воздействием Теплинских и Фиагдонских очагов такие системы, развитые в терригенных толщах циклаурской (J_1ck) и казбекской (J_1kz) свит, претерпели значительные гидротермально-метасоматические и контактово-метаморфические изменения, которые также являются элементами прогноза.

Поисковые признаки и рудоконтролирующие факторы, определяющие локализацию золотого оруденения.

Прямыми признаками являются коренные проявления золота, характер нахождения в них металла (свободное, связанное с сульфидами, тонкодисперсное). Очень важным прямым признаком золотого оруденения следует считать площадные ореолы золота, выявленные при проведении опережающих геохимических поисков в Горной Осетии.

Комплексное изучение участков размещения ореолов золота позволяет установить генетический тип оруденения и перспективы площадей [Прокуронов, 1977; Ящинин, Курбанов, 2004]. Эти аномалии являются объектами для комплексного прогнозирования.

Косвенные признаки включают поля гидротермально измененных пород, которые могут сопровождать золотое оруденение. Основные среди них – окварцевание, карбонатизация, серицитизация, турмалинизация, лиственитизация, березитизация, хлоритизация, пропицитизация, аргиллизация, сульфидная минерализация и графитизация. Первостепенные для каждого конкретного участка будут выявлены в процессе работ. Кроме того, в качестве косвенных признаков будут использованы литогеохимические аномалии элементов, сопутствующих золотому оруденению (серебро, мышьяк, висмут, сурьма, молибден, вольфрам, медь, свинец, цинк и др.), а также комплексные геохимические структуры и аномальные объекты геохимического поля.

Основным рудоконтролирующим фактором следует считать магматический, который позволит установить парагенетическую связь оруденения с определенными потенциально золотоносными магматическими комплексами, а также выделить продуктивные на золото магматические формации и соответствующие им типы золотого оруденения.

Изучая проблему об источниках золота в месторождениях, С.Д. Шер сделал следующий вывод: *«На наиболее раннем этапе развития Земли (в докембри) ведущую роль играли месторождения золота, генетически связанные с очагами базальтоидной магмы. В фанерозое подобные связи золотого оруденения с магматизмом характерны только для ранних стадий развития складчатых областей, когда формировались золотосодержащие колчеданные месторождения. На орогенной стадии развития золотое оруденение обнаруживает тесную связь с гранитной магмой, но всегда несущей следы более или менее значительного воздействия базальтоидного магматизма. В целом, в палеозое роль гранитных анатектических магм в качестве источника золота в его месторождениях наибольшая по сравнению с другими этапами развития Земли. В мезо-кайнозое ведущая роль среди источников эндогенного золотого оруденения вновь, как и на наиболее ранних этапах развития Земли переходит к базальтоидной магме. Однако комплексы магматических пород, с которыми связано золотое оруденение, несут гораздо более значительные следы взаимодействия с веществом коры, что выражается в появлении магматических формаций андезит-дацит-липаритового ряда с повышенной калиевостью или «пестрых» по составу серий дайковых пород».*

Одним из показателей продуктивности гранитоидов в отношении золотого оруденения являются повышенные содержания золота в породообразующих минералах-концентраторах золота: магнетите, биотите, мусковите.

Смешанный характер магматических источников золотого оруденения, а также участие в процессе рудообразования остальных рудоконтролирующих факторов обуславливает разнообразие золоторудных формаций и генетических типов золотого оруденения.

Стратиграфо-литологические факторы определяют связь оруденения с определенным стратиграфическим уровнем или литологической разновидностью пород, физические или химические свойства которых способствуют концентрации золота на площади их развития. В последние десятилетия изучение этой проблемы привело к выделению новых перспективных формаций – терригенно-карбонатной, углисто-терригенной, вулканогенно-осадочной, с которыми связаны многие стратиформные месторождения золота и серебра.

Метаморфизм горных пород также оказывает заметное влияние на размещение в них золотого оруденения, в отдельных случаях процессы метаморфизма приводят к существенному перераспределению отложенного как концентрированного, так и, главным образом, рассеянного золота, доводя его содержания до промышленных концентраций.

С проявлениями динамометаморфизма тесно связаны гидротермально-метасоматические или регрессивно-метаморфические изменения пород, что также влияет на перераспределение золота.

Тектонические факторы прогнозирования и поисков гидротермальных месторождений вполне применимы к золоторудным месторождениям, так как они формируются в весьма разнообразных структурно-тектонических условиях.

Важнейшим среди тектонических факторов являются региональные рудоконтролирующие разломы, так как повсеместно устанавливается рудолокализирующая роль узлов пересечения их с оперяющими их разломами различных направлений. Например, жильно-штокверковое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации не локализуется обычно в структурных швах региональных разломов, а контролируется системами оперяющих их разрывных нарушений, которые, в свою очередь, рудными трещинами одного-двух направлений.

При чешуйчато-надвиговом строении изучаемого региона особое внимание следует уделять локальным структурно-литологическим критериям, которые обладают наибольшей спецификой в связи с необходимостью особенно тщательного учёта возможной перестройки структурного плана. Надвиги могут играть экранирующую роль, способствуя концентрации элементов, или являются рудо-ограничивающими структурами по отношению к перемещенным потенциально рудоносным толщам.

При использовании гидротермально-метасоматических факторов необходимо выделять формации и фации околорудных метасоматитов – аргиллитовая и пропилитовая формации характерны для групп вулканогенных месторождений; листовито-березитовая и калишпатовых метасоматитов – плутоногенных месторождений. Необходимым условием является также выявление основных метасоматических процессов, связанных со стадией выщелачивания и стадией отложения, которые характеризуют различные типы оруденения.

В условиях Теплинского рудного поля **геофизические методы** целесообразно использовать для расшифровки магматических, стратиграфо-литологических, тектонических и гидротермальных факторов локализации рудопроявлений золота.

По результатам аэромагнитных съемок масштаба 1:50000 на локальных площадях, представляющих фрагменты юго-западной части Теплинского рудного узла и низовья междуречья рр. Дзамарашдон и Бугультидон непосредственно Арсикомского участка, магнитное поле характеризуется спокойными колебаниями вектора магнитной индукции относительно условного нуля. Величина отклонения в абсолютном выражении не превышает 50–60 нТл. Магнитные свойства различ-

ных пород, слагающих геологический разрез участка, согласно статистическому анализу данных лабораторных измерений магнитной восприимчивости большого количества образцов пород, подтверждают общий вывод о низком уровне магнитной дифференцируемости пород региона в целом. Эффузивные породы среднего и основного состава (диабазы, диабазовые порфириды) имеют приблизительно ту же магнитную характеристику, что их интрузивные аналоги [Дорофеева, 1973]. Изменения значений магнитной восприимчивости интрузивных пород от умеренно кислого до основного составов не превышает одного порядка. Если среднее значение магнитной восприимчивости у гранодиоритов и кварцевых диоритов составляет $6-14 \cdot 10^{-3}$ СГС, то габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириды имеют магнитную восприимчивость $12-20 \cdot 10^{-3}$ СГС. Для эффузивных пород это соотношение и того меньше. В свою очередь, значения магнитной восприимчивости интрузивных тел и эффузивных образований основного состава, практически, мало отличаются.

Целесообразность проведения детальной магнитной съемки на всей площади перспективного на золотоносность участка Арсиком была обоснована наличием в жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных золотоносных зонах золото-сульфидно-кварцевого состава сопутствующих магнитных минералов группы ферромагнетиков.

Благоприятствующим факторам для применения метода магнитометрии можно также считать наличие зон гидротермального изменения, к которым приурочено оруденение преимущественно кварцево-сульфидных жил. Гидротермальные изменения по разломам и трещиноватым зонам могут отмечаться отрицательными значениями вектора магнитной индукции, в особенности, если процессы проходят в интрузивных и эффузивных телах среднего и основного состава. В свою очередь сами интрузии основного состава в виде даек и штоков могут иметь повышенные значения магнитной восприимчивости, относительно пород терригенной, глинисто-туфогенной формации и зон гидротермального изменения.

Среди выделенных основных трех типов руд наиболее благоприятным поисковым признаком обладает халькопирит-молибденитовый подтип, содержащий в виде вкрапленности магнетит, пирротин, ильменит.

Известная зона этого подтипа оруденения приурочена к эндоконтакту гранодиоритовой интрузии, имеющая широкое развитие на западе Теплинского рудного узла в зоне площадного ороговикования.

Многообразие классифицированных типов оруденений создает трудность интерпретации магнитного поля, что не способствует оптимизации масштаба выбранной сети наблюдений и всего поискового комплекса геофизических методов. К примеру, для выделения халькопирит-молибденитового подтипа оруденения следует полагаться на положительные аномалии вектора магнитного поля, а в зонах гидротермальных изменений, где также может иметь место золото-сульфидный тип оруденения, как показывает практика и утверждает теория, приходится ожидать отрицательные аномалии.

Следует также признать, что при колебаниях мощностей рудных зон от десятых долей метра до нескольких метров в зависимости от типа или подтипа оруденения, следует шаг наблюдений принимать 5–10 м

Результаты магнитометрических работ на площади порядка 24 км^2 , расположенной к востоку от г. Тепли, в пределах выходов слабо-дифференцированной базальт-

андезитовой формации, представленной, в основном, диабазами, диабазовыми порфиритами, лавами и редкими выходами интрузий основного состава в виде даек, тел изометрической формы и массивов приведены на рис. 3.

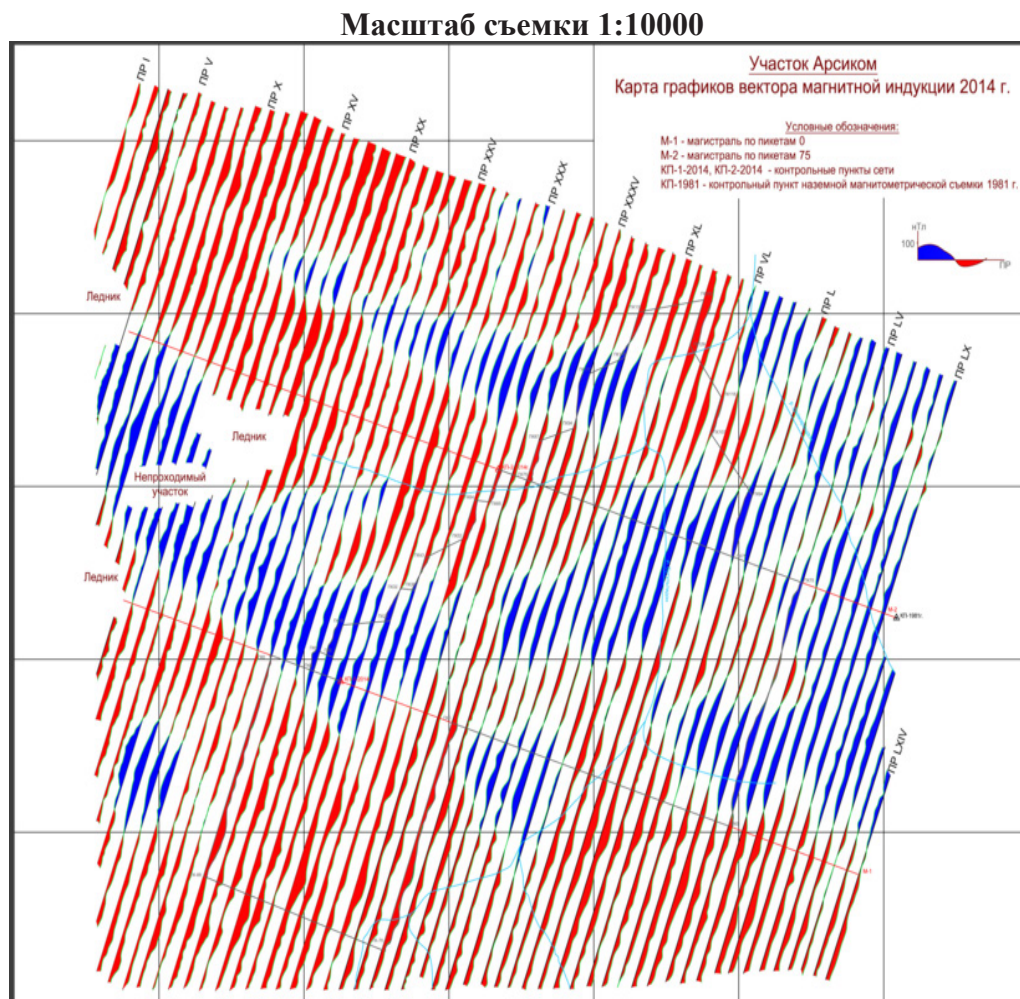


Рис. 3. Карта графиков вектора магнитной индукции 2014 г. Участок Арсиком

Сопоставление результатов наземной магнитометрической съемки с данными схематической геологической карты восточной части Теплинского рудного узла, показывает, что магниторазведка выделяет образования слабо-дифференцированной базальт-андезитовой формации и комплекс малых интрузий неогеновой теплинской диорит-гранодиоритовой формации.

Заключение

Описываемый район, в силу географической принадлежности к зоне Бокового хребта, характеризуется достаточно удовлетворительной обнаженностью и картирование по литолого-стратиграфическому, магматическому признакам не представляет трудности, за исключением участков развития четвертичных образований в пониженных формах рельефа и долинах рек.

Литолого-структурное дифференцирование пород на основе наземной магнитометрии представляется малоэффективным и не решает поисковые задачи.

В условиях Теплинского рудного поля *геофизические методы* целесообразно использовать для расшифровки магматических, стратиграфо-литологических, тектонических и гидротермальных факторов локализации рудопроявлений золота.

Основной упор при поисках рудопроявлений золота следует делать на экспресс методы полуколичественного анализа и геохимическую съемку, обеспеченную высокоточным лабораторным анализом.

Литература

Опубликованная

1. Актуализированные методические рекомендации по переоценке (оценке) прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М.: ЦНИГРИ, 2010. – С. 43–48.
2. Константинов М.М., Курбанов Н.К. и др. «Методика поисков золоторудных месторождений». – М.: ЦНИГРИ, 1990. – С. 167–180.
3. Методические рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Золото рудное. – М.: ФБУ ГКЗ, 2007. – С. 39–43.
4. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных металлов. Методическое руководство. Вып. Золото (выдержки). – М.: ЦНИГРИ, 2002. – С. 23.
5. Система стандартов в области геологического изучения недр (СОГИН). Отчет о геологическом изучении недр. Общие требования к содержанию и оформлению. – М.: Стандартиформ, 2009. – С. 58–64.

Фондовая

6. Асатиани Г.А. Комплексная прогнозная оценка Танадон-Сантутидон-Казбекской зоны молодой тектоно-магматической активизации на свинец, цинк, молибден, золото и др. – Тбилиси, 1988. – №1759, фонды СКФ ФБУ «ТГФИ по ЮФО».
7. Давыдов К.В. Информационный отчет по работе «Биогенная золотая минерализация в углубленных отложениях Северной Осетии». – Владикавказ, 1998. – №1854., фонды СКФ ФБУ «ТГФИ по ЮФО». – С. 18–19.
8. Дорофеева М.К. Отчет Центрально-кавказской партии о результатах аэромагнитной съемки за 1973 г. – Ленинград, 1973. – С. 30.
9. Озеров В.В. Отчет о поисковых работах в верховьях рек Фиэгдон и Заккардон за 1968–1970 гг. – №1256, фонды СКФ ФБУ «ТГФИ по ЮФО».
10. Ольховский Г.П. Тибилев С.М. Отчет по составлению специализированной геологической основы м-ба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии, 1987 г. №1962, фонды СКФ ФБУ «ТГФИ по ЮФО». – С. 92–96.
11. Прокуронов П.В. Объяснительная записка к металлогенической карте Северного Кавказа м-ба 1:200000 на золото. – Ессентуки, 1977. – №1590, фонды СКФ ФБУ «ТГФИ по ЮФО». – С. 64–70.
12. Ященин С.Б., Курбанов Н.К. Отчет о результатах работ по объекту «Локализация и оценка ресурсов рудного золота на Северном Кавказе» г. – Ессентуки, 2004. – ФГУГП «Севкавгеология». – С. 123.

GEOLOGICAL FEATURES AND THE CHARACTERISTIC OF THE TEPLI ORE FORMATION GOLD CONTENTS

© 2016 Kh.O. Chotchaev, R.R. Gogichev

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

Basic ore-controlling factors are given, is given estimation of the metallogenic position of ore formation by its confinement to above- and to near-intrusive zones of the Tepli complex magmatic formation represented by the dikes of microdiorites (1 phase), granite-porphyries and dacite (2 phase), by massifs and by the stocks of quartz it is dioritic and granodiorite (3 phase), and by numerous dikes and by the stocks of andesite-dacite and riodacites (4 phase). The wide variety of gold-ore formations, types and subtypes is explained by the mixed nature of the magmatic sources of gold mineralization, and also by participation in the process of the ore formation of tectonic, stratigrapho-lithologic, metamorphic factors. Under the conditions of Tepli ore field as the basic search method to the vein and sprinkled gold-ore accumulations is recommended geochemical testing on the primary and second halos.

Keywords: the ore manifestation of gold, ore-controlling factors, geochemistry, formational special features, Tepli ore field, the central Caucasus.

УДК 550.34:551.24

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРЕДОПРЕДЕЛЁННОСТЬ ХАИЛИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

© 2016 Г.П. Яроцкий¹, к.г.-.м.н., Х. О. Чотчаев²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия, 683006,
г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9,
e-mail: ecology@kscnet.ru

²Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный
центр Российской академии наук», 362002, ул. Маркова, 93а,
г. Владикавказ, РСО-Алания; cgi_ras@mail.ru

Показана связь Хаилинского землетрясения (1991 г.) с поперечными разломно-блоковыми дислокациями ряда геоструктур северо-восточного простирания на активной окраине Корякского микроконтинента на северо-востоке Азии. Обосновывается приуроченность Хаилинского и Олюторского (2006 г.) землетрясений к линейной структуре, возникшей в кляях слоёв прогнутого разреза в виде разломной колонны, определены координаты X , Y , Z гипоцентров. Исследования выполнены в концепции глыбо-клявишной структуры литосферы.

Ключевые слова: сейсмичность, тектоника, закономерности, разломы, глыбово-клявишная структура литосферы.

Введение

Хаилинское землетрясение (08.III.1991 г., $M \geq 6,6$) в долине р. Вывенки на Юго-Западе Корякского нагорья близ с. Хаилино проявилось неожиданной для сейсмологов СЗ ориентировкой облака своих форшоков и афтершоков: оно простиралось вкрест СВ геоструктурного плана территории! Это вызвало интерес сейсмологов, для которых геологическая структура локализации землетрясений является одним из аспектов познания и прогноза развития событий. Но этот феномен не получил убедительного решения и донныне. Целью исследования статьи стало выявление структуры локализации основного толчка и площади облака афтершоков Хаилинского землетрясения на поверхности и в разрезе. Задачи: сбор фактов, в т.ч. интерпретационных, их объяснение и построение интерпретационной геолого-геофизической модели поверхности и элементов глубинного разреза Хаилинского облака афтершоков, как условий локализации главного толчка и облака.

Методология исследования заключена в классических положениях учения о разломно-блоковом строении земной коры и в его авторской Концепции глыбово-клявишной структуры земной коры и блоково-клявишной структуры ее вулканогенно-осадочных ярусов. Концепция разрабатывается автором методом геолого-геофизического анализа пликативных и разломных дислокаций и установления их роли в тектонике геоструктур активной окраины континента на Северо-Востоке Азии. Предметом исследования является понятие тектоники как строения участка земной коры, определяющееся совокупностью разрывных нарушений и историей их разви-

тия, и геотектонические структуры коры (геоструктуры), их геофизика и геология. Объектом являются территория Хаилинского и Олюторского землетрясений.

При обращении к локализации облака площади Хаилинского землетрясения возникла необходимость выявления факторов ее строения, что привело к изучению ещё и Олюторского землетрясения (2006 г.) – в совокупности оба землетрясения образовали высокомагнитудный сейсмический центр. Используются аргументы доказательной базы, относящиеся к тектонике (разломам) и геоструктурам, сейсмичности. В экологической геологии сейсмичность территории рассматривается в аспектах экологической геодинамической функции литосферы. Основой геолого-геофизической методики исследования являются региональные съёмки (преимущественно их фактура): геологическая, аэромагнитная, гравиметрическая, геологическая; дополнительные данные МТЗ, МОВЗ и сейсмологии.

Территория исследования и площади облаков землетрясений расположены на ЮЗ Корякского нагорья. Они лежат на суше на СЗ Берингова моря вдоль его побережья от мыса Дежнева на востоке к ЮЗ, через хребты Корякского нагорья и его вершину г. Ледяную до р. Вироваяя на Камчатском перешейке. Здесь простирается Корякский сейсмический пояс, приуроченный к ряду СВ продольных региональных структур от Камчатского перешейка до Берингова пролива.

Кратко об изученности тектонических аспектов территории

Выделение Корякского сейсмического пояса аргументировано рядом именных землетрясений: Корякского (13.X.1988 г., $H = 26$ км, $M \geq 5,9$) и Хаилинского (08.III.1991 г., $H = 35$ км, $M_w \geq 6,6$). Впоследствии это было подкреплено Олюторским (20.IV.2006 г., $H = 0,6$ км, $M \geq 7,6$), позднее – Ильпырским (13.III.2013 г., $H = 23,7$ км, $M \geq 5,8$) землетрясениями (рис. 3) Ранее на этой протяжённой территории пояса регистрировались многочисленные землетрясения с магнитудой $\leq 2,5 - \leq 4$. Совокупно это дало научное определение пояса и возможность аргументировать на СЗ Тихоокеанского сейсмического (подвижного) пояса северное замыкание малой океанической литосферной плиты Берингия, выделенной А.В. Ландером с соавторами [Ландер и др., 1994]. Геотектонически – это Корякский сейсмический пояс на рассматриваемой территории, приурочен к системе ряда продольных СВ геоструктур [Апрелков и др., 1997], отражающих классическое последовательное во времени наращивание окраины древнего континента на СВ Азии в направлении к океану.

Отличительной особенностью сейсмичности рассматриваемой территории Корякского пояса является СЗ ориентировка облака афтершоков Хаилинского землетрясения с совершившимся позже самым сильным Олюторским землетрясением, но с СВ облаком. Оба они породили ещё больший интерес, так как их эпицентры оказались совмещенными в одной точке ортогональных простираний их облаков афтершоков. Ильпырское землетрясение с СЗ (ЮВ) простиранием облака афтершоков усилило интерес к сейсмичности территории ЮЗ пояса.

Для объяснения ориентировки простирания облака Хаилинского события А.В. Ландер с соавторами [Ландер и др., 1994] предложил существование «древнего» структурного СВ плана, отразившего, по их мнению, эпизод столкновения океанского террейна с континентом в процессе кайнозойской субдукции, и более молодого структурного «олюторского» плана. Основная часть облака отнесена к геоструктуре выделенного ими т.н. Ивтыгинского поднятия, обрамляющего с юга СВ Вывенскую впадину. Главный разрыв на поверхности, проявившийся в процессе

землетрясения, определен авторами новым образованием. Это мнение о новообразовании выражено цитатой: « – землетрясение не лежит на крупном активном разломе; образовавшийся в пределах земной коры разрыв протяжённостью около 40 км является новой дислокацией» [Ландер и др., 1994, стр. 118].

В 2006 г. на территории происходит Олюторское землетрясение, облако СВ простирания которого покрывает площади ряда СВ региональных структур территории ЮЗ нагорья, перекрывая своей серединой и площадь Хаилинского облака 1991 г. Оно в системном анализе геологии площадей обоих землетрясений способствовало некоторому прояснению СЗ простирания и геоструктурной позиции Хаилинского события. В предварительном подходе к Хаилинскому землетрясению как связанному с разломной тектоникой были получены наметки объяснения СЗ простирания его облака [Яроцкий, 2010]. В настоящей работе авторы оперируют более обширной базой данных, что обогатило системный анализ и его результаты!

В.В. Белявский с соавторами [Белявский и др., 2007] дали схему глубинного разреза по профилю МТЗ-МОВЗ – I «Корф-Верхнее Пенжино», который своим ЮЗ отрезком пересек в 2004–2005 гг. площадь грядущего (2006 г.) Олюторского землетрясения. Близ с. Хаилино выделена зона потери корреляции МОВЗ по горизонтам (K_2 - K_3) нижней коры, но объяснение этому не даётся. Впоследствии эта ЮЗ часть профиля переинтерпретирована А.В. Егоркиным в работе С.А. Федотова с соавторами [Федотов и др., 2011], которые подошли к геотектонике площади с оценки роли глубинного соотношения фронтов Олюторского и Говенского разновозрастных террейнов территории. В интервале пк 222-225 профиля выделена зона потери корреляции обменных волн, которая интерпретируется как глубинный шов между террейнами. А.Г. Нумурхамедов (2013ф) получил геолого-геофизический разрез по профилю МТЗ-МОВЗ-II с. Хаилино – р. Пахача, что позволило построить полное поперечное сечение глыбы литосферы Олюторского залива.

В 2013 г. на Камчатском перешейке в месте изгиба к югу региональных структур Юго-Запада нагорья произошло Ильпырское землетрясение. Облако его являет собой узкую линейную концентрацию афтершоков СЗ простирания, приуроченную к середине глыбы земной коры Кичигинского залива.

Ранее [Яроцкий, 2010] было выполнено обращение к выявлению геологических условий локализации Хаилинского и Олюторского землетрясения, исходя из совпадения эпицентров их главных толчков. Достаточного решения найдено не было, но была собрана большая фактография для последующего исследования.

Выполненных исследований и их интерпретации достаточно для решения задач поставленной нами цели – выявления условий локализации геологической сейсмогенной структуры Хаилинского землетрясения 1991 г. Это стало возможным благодаря такой группировке фактов, которые позволили вывести на основании их общее заключение. Теоретической базой – методологией их получения является упомянутая Концепция – ниже даны её основные положения.

Концепция глыбово-клавишной структуры литосферы, земной коры и блоково-клавишной – её верхних ярусов на активной окраине континента на северо-востоке Азии

Исходными нижеприведенными результатами разработки Концепции являются тектонические исследования автора (1973–1980 гг.), основанные на многочисленных фактах и разрозненных интерпретационных достижениях многих исследований Чукотки, Камчатки, Сахалина, Японии [Яроцкий, 1983, 2007]. Основные ме-

тодологические положения Концепции [Яроцкий, 2010] как теоретическая основа предмета исследования ниже излагаются с некоторыми пояснениями (рис. 1).

На активных западных окраинах Тихоокеанского подвижного пояса – восточных окраинах континента Азии, широко развита разломно-блоковая тектоника складчатого основания, чехла и их региональных продольных структур, последовательно наращивающих сушу к океану. Региональные структуры и разломы СВ простирания на СЗ пояса связаны с СВ составляющей *диагональной системы планетарной регматической сети*. Её СЗ – поперечная – составляющая расчленяет единые продольные структуры на локальные линейные *отрезки-звенья*.



Рис. 1. Схема системы поперечных межглыбовых разломов литосферы в концепции глыбово-клавшиной структуры активной окраины континента на СВ Азии на фоне разломов [Карта полезных ископаемых ..., 1999] Корякско-Камчатского региона

Соседние отрезки-звенья каждой единой продольной структуры отличаются признаками: стратиграфическим, вещественным, геоморфологическим, геофизическим. Звенья ограничены парами поперечных глубинных разломов СЗ простирания, прослеживаемых от побережья океана к СЗ вглубь континента на сотни км, в т.ч. через

окраинные моря. Между разломами и заключены последовательно от океана к СЗ локальные линейные звенья ряда сопредельных разновозрастных субпараллельных региональных продольных структур СВ простирания, наращивающих окраину континента в разное время его истории. Последовательная совокупность ряда звеньев этих продольных структур в направлении к СЗ от океана вглубь континента объединяется в СЗ *глыбу* литосферы и ее земной коры протяженностью десятки сотен км.

Разломы являются межглыбовыми. Они доверхнемеловые, длительные и стабильные, сквозные, сквозькоровые, размещаются вне зависимости от типа коры, пересекают переходную и континентальную древнюю и более молодую кору активной окраины континента, известны их продолжения за зону Бенюфа в океан [Структуры..., 1984, Яроцкий, 1983, 2007].

Звенья продольных структур, обособленные в составе каждой из глыб, находятся в разнонаправленных движениях разных этапов истории своего геологического развития и наращивания континента: *воздымания или опускания* (рис. 2). Это соответственно ярко выражено в современной геоморфологии побережий восточной окраины Азиатского континента в виде закономерно чередующихся их воздымающихся полуостровов и опускающихся (погружающихся) заливов (Сахалин, Камчатка, Чукотка), либо в чередовании групп островов островных дуг (Курильские гряды), отражено в палеогеографии Японии [Геология и минеральные..., 1961]. В контексте движений ЮВ окончания глыб у океана они рассматриваются вдоль их СЗ простирания как серия чередующихся разноглубинных *клавиш* – звеньев разновозрастных продольных СВ структур, наращивающих континент, а совокупность звеньев этих клавиш в *глыбе* – как *глыбово-клавишная модель* земной коры.

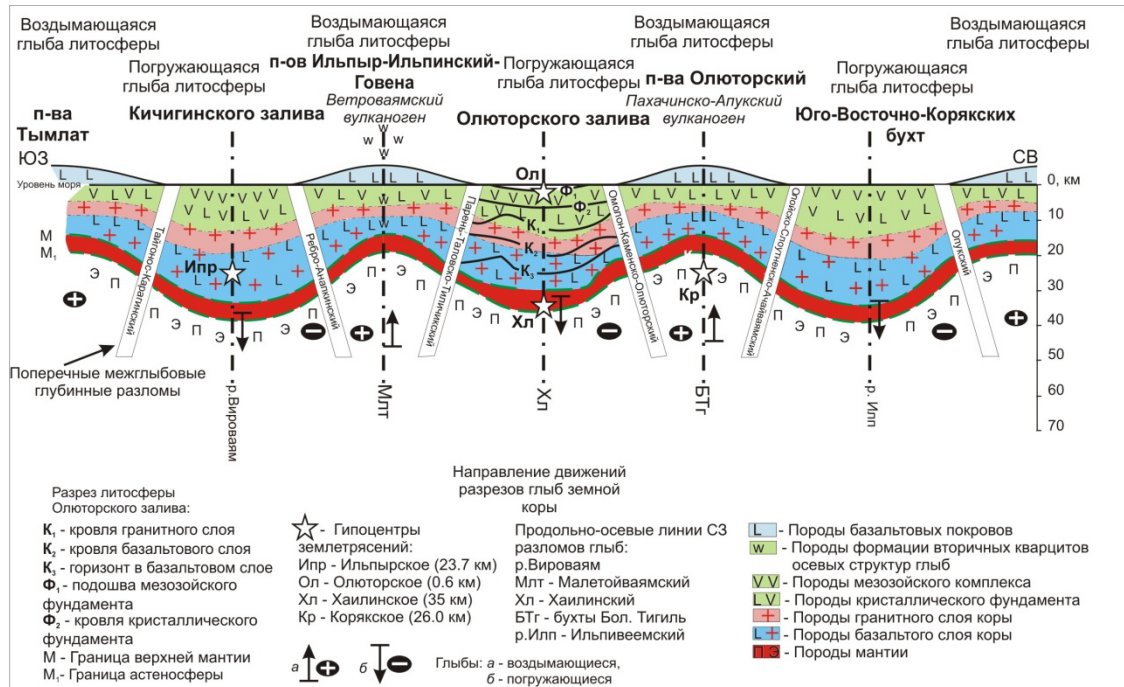


Рис. 2. Схематический идеализированный глубинный геолого-геофизический разрез по линии эпицентров землетрясений: Ильпырского, Хаилинского, Корякского. Юго-Запад Корякского нагорья. Разрез погруженной глыбы Олюторского залива [Белявский и др., 2007].

В глубинном поперечном (СВ) сечении глыбы клавиш заливов, были представлены *трапециями*, а полуостровов – *клиньями*, «обжатыми» боковыми сторонами

сопредельных *трапеций*. В кайнозой развития Камчатки и ЮВ части материка (Корякия) это фиксируется клавишами заливов [Карта полезных ископаемых..., 1999], разделённых клавишами воздымающихся полуостровов. Форма поперечных сечений глыб [Яроцкий, 1983] получила впоследствии подтверждение в данных МТЗ [Мороз, 1991] в трапецевидном разрезе ЮВ окончания опущенной глыбы Олюторского залива в виде Вывенской впадины в верхнемеловом фундаменте ($H = 3$ км), с увеличением ее длины с глубиной примерно втрое в кровле – кристаллического ($H = 10$ км)!

На поверхности верхней мантии ЮВ окончаний воздымающихся глубинных клиньев глыб полуостровов подавляюще распространены подкоровые четвертичные базальты, реже – внутрикоровые андезитобазальты; трапеций опускающихся заливов – дациты, риолиты, риодациты [Карта полезных ископаемых..., 1999]. Росту воздымающихся клиньев звеньев глыб полуостровов препятствуют изостатические компенсационные движения через изливания на их поверхности тяжёлых масс основного состава. Так геотектонической функцией межглыбовых разломов является обеспечение геодинамических условий субвертикальных движений сопредельных звеньев продольных СВ структур.

Система поперечных межглыбовых разломов является следствием планетарного растяжения литосферы и ее коры на СВ Азии. В твёрдой коре релаксация волновых растягивающих геодинамических напряжений формирует зоны дроблений (разломов) и монолитов. Расстояния между зонами дроблений зависят от толщины растягиваемого тела, т.е. мощности её слоёв. В них одновременно и закладывались системы диагональных – СЗ и СВ – разломов разного ранга [Шафрановский и др., 1975]. Так формировалась иерархическая *блоково-клавишная структура*, т.е. внутренняя структура коры и более мелких дроблений её твёрдых слоёв, включая вулканогенно-осадочные верхние ярусы.

Примером локализации звена Восточно-Камчатского вулканического пояса между двумя межглыбовыми разломами является юго-восточное окончание погружающейся глыбы коры (?) Кроноцкого залива. Здесь внутриглыбовыми СЗ разломами в СВ сечении образована серия блоков, погружающихся от краёв глыбы к её середине. Аналогичная тектоника и у вулканической зоны грабена Таупо на о. Северном Новой Зеландии. Её звено находится в условиях опускания со ступенчатым погружением его краевых блоков от краёв глыбы к середине звена [Яроцкий, 2007]. Глыбово-клавишная структура намечена нами и для Японии. Согласно [Геология и минеральные..., 1961], положение интрузий, метаморфизованных зон и главных металлогенических районов палеозоя, неоген – позднего мезозоя и четвертичного возраста, вулканов плейстоцена и голоцена согласуется с системой СЗ глыб Японии. Добавим, что и в южных Андах определена аналогичная концепция поперечных разломов [Яроцкий, 2007].

Определены закономерности размещения поперечных межглыбовых разломов в Корякско-Камчатском регионе. Они ориентированы на СЗ (310° – 330°), расстояния между ними – 65–130 км (Камчатка), реже – 160–165 км (материк), и определяются мощностью твёрдой коры. Согласно МТЗ и МОВЗ дробление разломами коры устанавливается как продолжение ее разломов и в верхней мантии, т.е. глубинность их может быть определена как сквозькоровая, и, видимо, иногда как и сквозьлитосферная. В общем заключении этот элемент Концепции определяется по всему Тихоокеанскому подвижному поясу мощностью разреза на активных окраинах континента.

История геологического развития юго-восточного окончания глыбы литосферы Олюторского залива

Согласно Концепции и геологическим данным ЮВ окончание глыбы Олюторского залива в составе геоструктур Олюторской тектонической зоны, на территории которой распространены облака Хаилинского и Олюторского землетрясений, находится в режиме опускания с раннего палеогена и продолжается в эоцене. В палеоцене на суше формируется СВ Вывенская впадина длиной около 130 км и параллельная ей локальная на ЮВ сателлит – Тылговаямская. Обе в целом - в региональном Ильпинско-Тылговаямском прогибе, выходящем к ЮЗ вплоть до п-ова Озерный на востоке Камчатки. К востоку Вывенская впадина и прогиб резко выклиниваются за поперечным межглыбовым О-К-О разломом уже в воздымающейся глыбе Олюторского полуострова. Устанавливаются максимальные прогибания коры в прогибе глыбы по данным гравиметрии, МТЗ и МОВЗ [Белявский и др., 2007; Мороз, 1991] в его Вывенской впадине. Она отражена минимумом интенсивности до -30 мГл и является ядром Ильпинско-Тылговаямского прогиба (рис. 3, 4). В квартере опускание продолжается, о чем говорят ЮЗ языки Пахачинско-Апукского андезибазальтового миоценового вулканогена, опускающиеся в него с запада Берингийского поднятия воздымающейся глыбы Олюторского полуострова. В акватории Олюторского залива развивается Олюторско-Командорская котловина с мощностью осадков около 5 км, отраженная в гравитационном поле минимумом менее – 70 мГл.

В условиях интенсивной тектоники основная структура глыбы Олюторского залива – звена регионального Ильпинско-Тылговаямского прогиба, является грабен-синклиналью (Г-С). Она разделена на звенья двумя поперечными межглыбовыми П-Т-Т и О-К-О разломами. Хорошо видны задиры её слоёв горизонтов у этих разломов, а также ступенчатое погружение блоков разреза от разломов к середине грабен-синклинали. Её аналоги известны в глыбах заливов – Кроноцкого (Камчатка) и Пленти (Северный, Новая Зеландия).

Фактические и интерпретационные данные о хаилинском и олюторском землетрясениях

Использован ряд основополагающих данных, изложенных в [Апрелков и др., 1997; Белявский и др., 2007; Каталог...; Корнилов, 1971; Ландер и др., 1994; Мороз, 1991; Федотов и др., 2011], другие общепринятые тезисы и авторские концептуальные интерпретации [Яроцкий, 2007; Нурмухамедов, 2013 ф].

Предварительно покажем территорию облака Олюторского землетрясения, состоявшегося через 15 лет после Хаилинского и перекрывшего своей средней частью середину площади его облака (рис. 3). Построенное нами плановое положение облака афтершоков говорит о прямоугольной геометрии его возможного районирования. Видно и блоковое расположение афтершоков в плане и на глубине, устанавливаемое и по данным профиля МТЗ-МОВЗ-I (рис. 3), т.е. очевидное влияние тектоники. Это влечёт за собой внимательное отношение к разломно-блоковому строению территории и направляет путь поиска. Приведём известные фактические и наши интерпретационные данные о предмете и объектах территории (рис. 3–5).

1. Диагональной сетью разломов планетарной трещиноватости сформирована глыбово-клавишная структура литосферы ЮЗ Корякского сейсмического пояса в Олюторской тектонической зоне. Облака Хаилинского и Олюторского землетрясений локализованы в звеньях продольных структур глыбы литосферы Олюторского залива, заключенной между поперечными межглыбовыми П-Т-Т и О-К-О разломами, находящейся в режиме опускания.

2. Облако афтершоков и форшоков Хаилинского землетрясения ориентировано на СЗ (325°). Это направление - простираие вкрест региональных структур ЮЗ Корякского нагорья и Вывенско-Ватынской зоны выходов меланократовых пород (Вв-Вт), фиксирующей древнюю окраину континента. Облако приурочено в плане к площадям звеньев региональных геоструктур территории (с севера на юг): Корякского микроконтинента (КМК), Вв-Вт зоны, Вывенской впадины (Вп) и ее сателлита – Тылговаямской впадины и их включающего Ильпинско-Тылговаямского Г.-С. (И-Тп), Говенско-Пахачинского антиклинория (Г-Пх). Эти звенья образуют современное ЮВ окончание погружающейся глыбы СЗ - ЮВ простираия территории литосферы Олюторского залива, затронутой землетрясением.

3. Облако Олюторского землетрясения, аппроксимированное нами двумя ярко обособленными эллипсами СВ простираия общей длиной около 175 км, ориентировано длинной осью на СВ (55°) и также приурочено в плане к блокам площадей пяти названных (см. п. 2) звеньев региональных геоструктур, но вдоль их продольных осей, т.е. согласно северо-восточному простираию. В средней части Олюторское облако разрывает Хаилинское облако и само превращается в две площади изолированных эллипсов.

4. В 10 км к востоку от с. Хаилино известен геоморфологический феномен: русло р. Вывенки (60° - 240°) дискордантно (на 90°) меняет простираие с ЮЗ на ЮВ (150° - 330°) и через 12,5 км вновь так же дискордантно возвращается на прежнее ЮЗ простираие. В этом месте долина р. Вывенки выходит из узкого (2–3 км) ущелья в резко (до 12–13 км) расширенную долину! Феномен - ключ к разгадке простираия облака!

5. Линия простираия феномена – дискордантного русла р. Вывенки (330° - 150°) – геологического разлома – трассируется в геологии, геоморфологии и геофизике на ЮВ побережье Олюторского залива через замок ядра Говенско-Пахачинского антиклинория в фиорд бухты Сомнения, где установлен афтершок №13 ($M \geq 6,6$) Олюторского землетрясения. К СЗ от с. Хаилино линия трассируется на СЗ через Корякский микроконтинент по закартированному нарушению на 70 км на долину р. Уннэйваям, имеющую СЗ прямолинейное направление на продолжении 50 км до впадения в р. Куюл.

6. Вывенская впадина и ее сателлит к ЮВ Тылговаямская впадина занимают срединную часть наиболее погруженной глыбы Олюторского залива – Хаилинский блок, делятся они на две части Хаилинским разломом дискордантного поворота р. Вывенки.

7. Дискордантный поворот р. Вывенки обусловлен разломом, названным нами *Хаилинским*. В долине р. Вывенки он представлен далее как фрагмент выделенного нами *продольно-осевого СЗ внутриглыбового разлома глыбы литосферы Олюторского залива*.

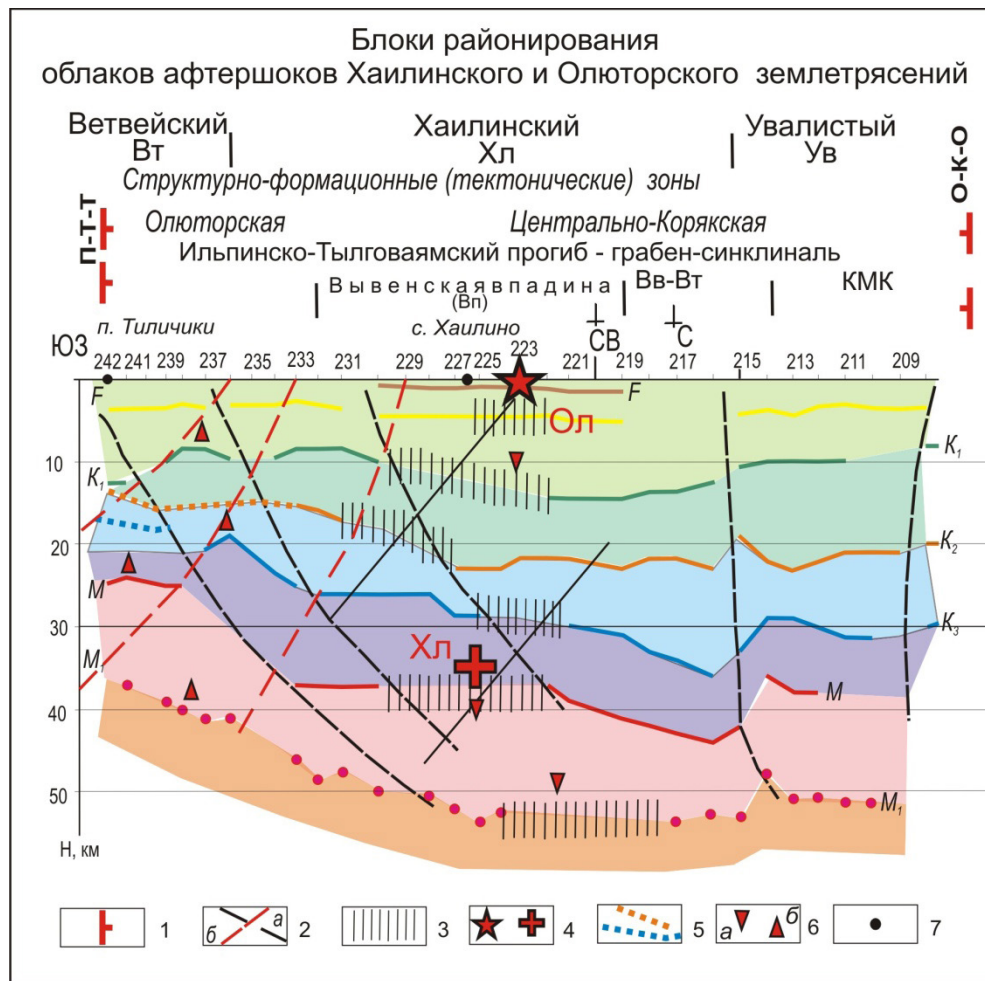


Рис. 3. Модель поперечного сечения клавиши погружающейся глыбы литосферы Олюторского залива по профилю МТЗ-МОВЗ-1. Сейсмогенная тектоническая структура Хаилинского землетрясения – трещинно-поровая колонна на оси продольно осевого Хаилинского разлома глыбы.

Разломные дислокации:

- 1 – поперечные межглыбовые разломы – Парень-Таловско-Тиличический (П-Т-Т);
- 2 – разломы по всем границам разреза – а) [Белявский и др., 2007], авторская интерпретация – б);
- 3 – участки потери корреляции МОВЗ [Белявский и др., 2007] зоны Хаилинского продольно-осевого внутриглыбового разлома погруженной глыбы литосферы Олюторского залива, зоны и участки поглощения обменных волн [Федотов и др., 2010] – сейсмогенная часть Хаилинского продольно-осевого разлома глыбы;
- 4 – гипоцентры основных толчков: Хл – Хаилинский, Ол – Олюторский (плановая погрешность положения ± 20 км);
- 5 – транслируемые границы (K_1 и K_2);
- 6 – элементы слоев геолого-геофизических горизонтов: а) кили, б) замки;
- 7 – общий пикет профилей I и II.

Примечание: от пк 242 до пк 219 профиль пересекает глыбу по направлению 3-В, а далее идет вдоль глыбы на С близ ее СЗ оси (см. рис. 6). Положение профилей I и II см. рис. 5, 6.

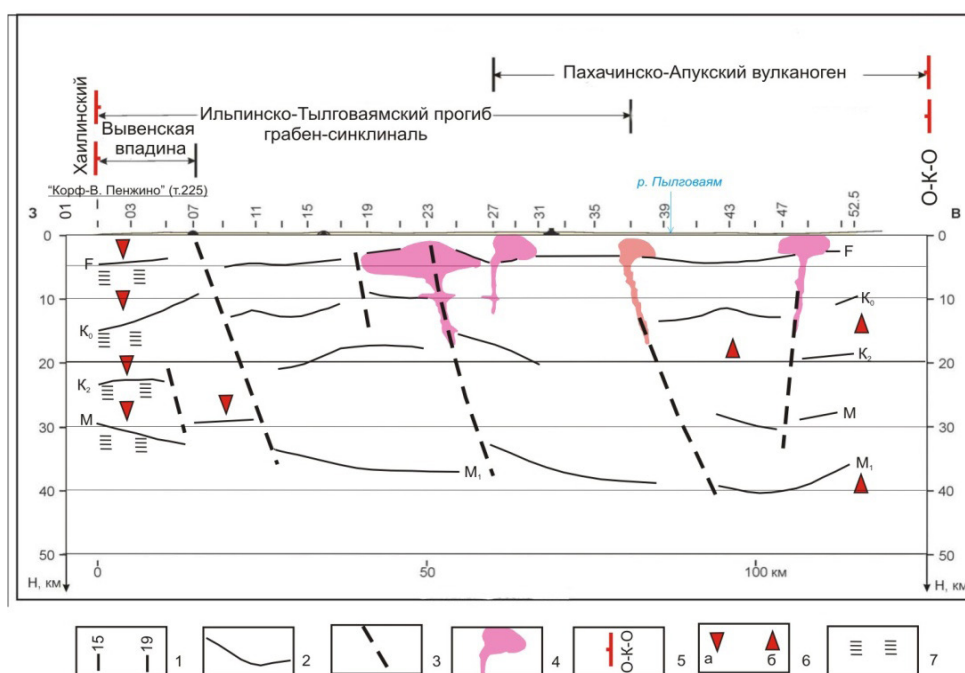


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по профилю МТЗ-МОВЗ-II – с. Хаилино-р. Пахача [Нурмухамедову, 2013ф; с дополнениями].

1 – пикеты профиля;

2 – границы обмена по данным МОВЗ, отождествляемые: F – с слоями кровли верхнемелового промежуточного комплекса; K₀ – с слоями кровлей консолидированной земной коры (кровля кристаллического фундамента); K₂ – с границей Конрада; M – с границей Мохо; K₁, K₃, M₁ – с прочими сейсмическими границами в земной коре и верхней мантии;

3 – разрывные нарушения внутриглыбовые;

4 – интрузии гранитоидного и гранодиоритового состава;

Дополнения:

5 – поперечный межглыбовый разлом Омолон-Каменско-Олюторский (О-К-О);

6 – кили (а) и замки (б) слоёв горизонтов разреза;

7 – максимум прогиба слоёв в зоне Хаилинского разлома.

Признаки Хаилинского разлома в центральных частях облаков Хаилинского и Олюторского землетрясений

Приведенные факты и их интерпретация очевидно говорят об особых и разных условиях локализации в плане облаков Олюторского и Хаилинского землетрясений. Положение эпицентров главных толчков Хаилинского и Олюторского землетрясений и фактическое образование высокомагнитудного сейсмического центра территории дает основание рассматривать и далее оба землетрясения совместно.

У Олюторского землетрясения облако – Западная (Ветвейская) и Восточная (Увалистая) части – на поверхности охватывает площади ряда геоструктур по их СВ простиранию. У Хаилинского – охватывает срединные части этих же геоструктур, но вкрест их простиранию. Вместе с тем, оба облака расположены над тремя блоками разреза литосферы глыбы – с центральным Хаилинским блоком - единым для обоих землетрясений.

Обратимся к авторской тектонической Концепции литосферы глыбы залива. Точками на тренде рассуждений являются факты и признаки, связанные с сейсмо-тектоническим узлом Хаилинского облака. Они относятся к разломным дислокациям и их признакам как наиболее вероятному сейсмогенерирующему и сейсмолокализирующему объекту – основным элементам тектоники обоих землетрясений.

Геологические признаки тектоники на поверхности [Карта полезных ископаемых..., 1999]: смещение русла ЮЗ простирания р. Вывенки по линии ее дискордантного поворота на ЮВ с резким увеличением ширины долины ниже по течению. Поворот обусловлен геологическим Хаилинским поперечным СЗ разломом; выход на поверхность непосредственно за Хаилинским разломом к востоку блока мелового фундамента, характеризующего воздымание западной окраины глыбы Олюторского п-ова, сопредельной с погруженной глыбой Олюторского залива.

Геофизические признаки тектоники на поверхности и в разрезе [Белявский и др., 2007; Карта полезных ископаемых..., 1999; Корнилов, 1971; Ландер и др., 1994; Мороз, 1991; Федотов и др., 2011]: в поле $(\Delta T)_a$ региональный максимум СВ простирания расширяется, образуя узел локальных аномалий с элементами СЗ простирания в зоне Хаилинского разлома в интервале пк 222-228 профиля I и ОЗ профиля II [Яроцкий, 2010]; в минимуме поля Δg Вывенской впадины в том же интервале отмечается пережим, совпадающий с Хаилинским разломом; в поле МТЗ в зоне Хаилинского разлома устанавливается максимум прогиба Вывенской впадины в кровле мезозойского и кристаллического фундамента; в интервале пк 222-231 профиля выделена зона поглощения в МОВЗ, в интервале пк в 222–225 - зона потери корреляции до глубины 70 км. В этих интервалах на поверхности проявлен и определен Хаилинский разлом; наблюдения на поверхности показывают, что сеймотектонические разрывы на поверхности СВ простирания от Олюторского землетрясения в районе Хаилинского разлома разнесены друг относительно друга на 14 км именно по линии Хаилинского разлома.

Совокупность геолого-геофизических данных по площадям Хаилинского и Олюторского облаков дают основания к нижеследующим утверждениям: *существование поперечного Хаилинского разлома СЗ простирания; Хаилинский разлом*: в интервале пк 222–225 профиля I и пк 03 профиля II близ с. Хаилино является субвертикальным, сквозькоровым и прослеживается в нижней коре и горизонтах М и М₁ верхней мантии до глубин 50-70 км; на поверхности прослеживается по коррелируемым фрагментам по линии СЗ простирания бухта Сомнения – с. Хаилино – р. Уннейваям на 180 км, пересекая Олюторскую и Центрально-Корякскую тектонические зоны; рассматривается как линейная колонна на продольной СЗ срединной оси глыбы литосферы Олюторского залива; является фрагментом продольно-осевой разломной СЗ разломной дислокации центральной части глыбы Олюторского залива; является с гипоцентром Хаилинского и Олюторского землетрясения линейной сейсмолокализирующей разломной структурой.

Истолкование фактических и интерпретационных данных в системе «сейсмичность – тектоника площадей землетрясений»

Сформулируем геологические аспекты геодинамических событий, в которые вовлечены геоструктуры территории опущенной глыбы земной коры литосферы Олюторского залива. Покажем это на фактических и интерпретационных данных

площадей Хаилинского и Олюторского облаков: магнитных и гравиметрических, электроразведке МТЗ, сейсмологии (в т.ч. МОВЗ), интерпретационных по Вывенской впадине (Вв), Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали, авторским интерпретациям. Их обобщения представлены ниже следующими истолкованиями и рисунками (рис. 3, 4, 5).

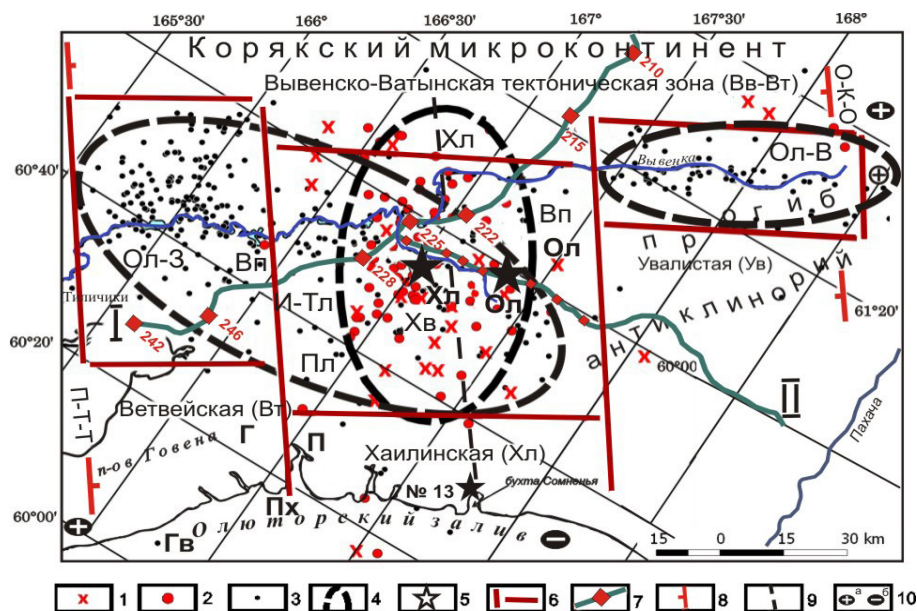


Рис. 5. Площадь Хаилинского облака афтершоков на фоне районирования облака Олюторского землетрясения.

Афтершоки землетрясений:

1 – Хаилинское ($M_w \geq 6.6$) – за период 1991–1999 гг. (по Каталогу Камчатского филиала ГС РАН);

2 – Хаилинское – период 1991–1999 гг. (по Каталогу USGS NEIC);

3 – Олюторское ($M_w \geq 7.6$) – за период 2006 г. – по н/в (по Каталогу Камчатского филиала ГС РАН);

4 – эллипсы аппроксимации формы облаков землетрясений;

5 – инструментальные эпицентры землетрясений: Хл – Хаилинского, Ол – Олюторского, № 13 ($M_w \geq 6,6$);

6 – контуры площадей районирования территории Олюторского землетрясения:

Вт – Ветвейская, Хл – Хаилинская, Ув – Увалистая;

7 – профили, пакеты МТЗ–МОВЗ-I «Корф – Верхнее Пенжино» [Белявский и др., 2007], МТЗ–МОВЗ-II «с. Хаилино-р. Пахача» [Нурмухамедов, 2013 ф];

8 – поперечные межглыбовые сквозькоровые разломы:

П–Т–Т – Парень–Таловско–Тилчинский, О–К–О – Омолон–Каменско–Олюторский;

9 – продольно-осевой внутриглыбовый разлом погружающейся глыбы Олюторского залива;

10 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся,

б – опускающиеся. Буквенные обозначения: структуры глыбы Олюторского прогиба:

ИлТл – Ильпинско–Тылговаямский прогиб; ГвПл – Говенско–Пылгинский антиклинорий;

ГвПх – Говенско–Пахачинский прогиб, Вв – Вывенская впадина; участки Олюторского землетрясения: Ол-З – Западный (Ветвейский), Хв – Центральный (Хаилинский),

Ол-В – Восточный (Увалистый).

– Облака Хаилинского и Олюторского землетрясений в плане и на глубине приурочены к опущенной клавише пяти региональных геоструктур глыбы Олюторского залива - Олюторской геоструктуре, образованной рядом прогнутых ее слоев

– звеньев СВ региональных геоструктур, локализованы их афтершоки и главные толчки. Звенья ограничены СЗ поперечными краевыми межглыбовыми разломами П-Т-Т и О-К-О, к зонам которых приурочен глубинный подъём краёв всех геотектонических и сейсмических границ коры и литосферы. Прогнутая часть Олюторской геоструктуры литосферы разбита СЗ внутриглыбовыми разломами на три блока (Ветвейский, Хаилинский, Увалистый), в которых локализованы аномальные площади афтершоков Олюторского облака, а в среднем из них – самым погруженным - Хаилинским - всё облако Хаилинского землетрясения! Геоструктура глыбы разбита рядом продольных СВ разломов [Карта полезных ископаемых..., 1999].

– В киях тупых складок, как элементов наиболее прогнутых участков слоев МОВЗ разреза литосферы (в отличие от «замков» - в наиболее поднятых) выделяются места потери корреляции между ПК 222–225 профиля. Прослеживание кия по каждому слою на глубину даёт линейную СЗ вертикальную разломную колонну максимальной динамической напряженности разреза, через продольную СЗ ось облака Хаилинского землетрясения.

– Погруженные звенья региональных структур территории заключены между поперечными межглыбовыми глубинными разломами. Наиболее прогнутая её продольная центральная Хаилинская часть глубинного разреза глыбы проявлена на поверхности Вывенской впадиной Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали. В обе стороны (к ЮЗ и СВ) от ПК 223 профиля I и ПК 0 профиля II к поперечным разломам впадина выклинивается в кровле мезозойского и кристаллического фундаментов, как выклинивается и весь глубинный разрез, поднимаясь по краям к поперечным разломам по всем остальным горизонтам коры и подошвы литосферы (М и М₁).

– Максимальный прогиб разреза в точках килей средин геоструктур территории Хаилинского и Олюторского событий с максимумом геодинамических напряжений отражён зонами потери корреляции горизонтов в интервале ПК 222–225 ($l = 12$ км), совпадая с геологически установленным на поверхности и по геофизическим данным поперечным Хаилинским СЗ разломом. Разлом последовательно наследуется в слоях нарастающего во времени опускающегося разреза коры, существуя вне зависимости от сейсмичности территории. Он является естественным элементом диагональной сети трещиноватости, возникшим в продольной осевой части опущенной коры и всей литосферы глыбы Олюторского залива в истории ее зарождения и развития. Разлом является естественным элементом прогибающейся глыбы литосферы залива на активной окраине континента.

– В интервале ПК 222–225 профиля пересекается глубинное сочленение фронтов Олюторского и Говенского террейнов. Оно на поверхности трассируется по долине р. Вывенки. Это сочленение унаследовано Ветвейским (западным) облаком афтершоков Олюторского землетрясения.

– Глубинное сочленение террейнов выделено как зона потери корреляции МОВЗ на всех границах разреза. Оно в интервале ПК 222–225 профиля является элементом линейной колонны СЗ разломных дислокаций, которая прослеживается от верхней мантии (М₁ и М) до кровли кристаллического фундамента (Ф) и фиксируется Хаилинским поперечным разломом на дискордантном изгибе р. Вывенки на поверхности близ с. Хаилино. Её пересечение с глубинной зоной сочленения террейнов даёт глубинную точку максимума напряжений в слоях разреза в наиболее прогнутых частях слоёв коры и их разгрузки.

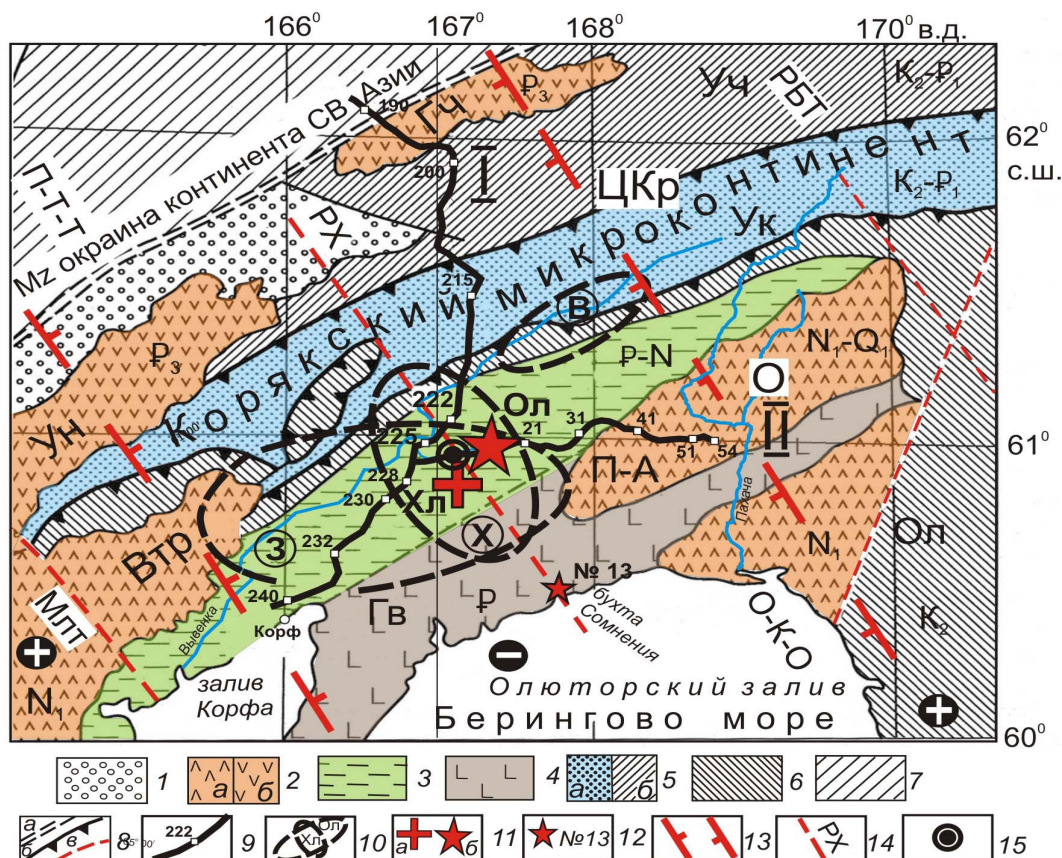


Рис. 6. Схема геоструктур и разломных дислокаций Юго-Запада Корякского нагорья [Федотов и др., 2011], с дополнениями.

- 1 – рыхлые плиоцен-четвертичные отложения;
- 2 – а) неоген, вулканические толщи, б) отложения вулканогенов;
- 3 – И-Т – Ильпинско-Тылговаямский прогиб (P_2-N_1);
- 4 – Гв – Говенский островодужный террейн (Р);
- 5 – ЦКр – Центрально-Корякский террейн: а – флиши Укэляятского (Ук) субтеррейна (K_2-P_1), б – шельфовые отложения Учхичхильского (Уч) субтеррейна;
- 6 – верхнемеловые-датские вулканические толщи Олюторского (Ол) островодужного террейна (K_2-P_1);
- 7 – допозднемеловая аккреционно-коллизийная окраина Азиатского континента;
- 8 – региональные тектонические нарушения: а – разделяющие разновозрастные аккреционно-коллизийные системы, б – тектонические швы (границы) между террейнами одной системы; в – разломы внутри террейнов.

Дополнения:

- 9 – профили МТЗ-МОВЗ – I, пикеты [Белявский и др., 2007] и II [Нурмухамедов, 2013 ф];
- 10 – эллипсы облаков землетрясений: Хл – Хаилинского, 1991 г., Ол – Олюторского, 2006 г.;
- 11 – инструментальные эпицентры землетрясений: а – Хаилинского, б – Олюторского;
- 12 – инструментальный эпицентр (№ 13) бухта Сомнения Олюторского события;
- 13 – поперечные межглыбовые глубинные разломы: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский;
- 14 – разломы: внутриглыбовый продольно-осевой РХ – Хаилинский – линия килей слоёв геоструктур локализации Хаилинского и Олюторского землетрясений, Млт – Малетойваямский, бухты Тигиль;
- 15 – эпицентры сейсмогенной колонны обоих землетрясений (с учётом плановой погрешности ± 20 км).

Вулканогены:

- Втр – Ветроваямский (N_1), П-А – Пахачинско-Апукский (N_1-Q). Площади районирования облака Олюторского землетрясения (в кружках): 3 – Западная (Ветвейская), Х – Хаилинская (Центральная), В – Восточная (Увалистая).

– Резкое (вдвое) расширение долины р. Вывенки у с. Хаилино, дискордантный поворот русла и закартированный по нему СЗ геолого-геологический разлом (Хаилинский) являются проявлением фрагмента внутриглыбового продольно-осевого разлома глыбы литосферы Олюторского залива и отражённые на поверхности.

Обобщим известные факты и их интерпретацию и сформулируем роль геолого-геофизического продольно-осевого внутриглыбового Хаилинского разлома в вероятной локализации Хаилинского и Олюторского землетрясений как главный вывод модели.

Зона потери корреляции горизонтов МОВЗ в интервале пк 222–225 профиля I и пк 01 профиля II связана с глубинным СВ сочленением Олюторского и Говенского террейнов. Это линия сочленения отражена на поверхности и в верхних этажах глубинного разреза СВ Вывенской впадиной – геоструктурой Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали. Пересечение на линии сочленения террейнов линейной колонной поперечного Хаилинского разлома формирует субвертикальный столб – разломную цилиндрическую колонну, проходящую от верхней мантии до поверхности. При вращении плиты Берингии (?) напряжения в колонне приводят к Хаилинскому событию – форшоку следующего через 15 лет Олюторского события, который наследует эту подготовленную сейсмогенерирующую колонну. Разгрузка Хаилинского землетрясения и его облако наследует зону Хаилинского поперечного разлома. В отличие от него, облако Олюторского землетрясения наследует продольные слои и разломы СВ глубинных структур на сочленении Корякского микроконтинента и террейнов Олюторской тектонической зоны, в особенности на оси её Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали. Часть этих разломов проявились в релаксации Олюторского события.

Уроки Хаилинского землетрясения

Полученная интерпретация связи облака Хаилинского землетрясения с разломными дислокациями позволяет некоторые обобщения с дальнейшими последствиями.

1. Разгрузка очага Хаилинского и Олюторского землетрясений в плане и на глубине отражена в срединном Хаилинском блоке разреза погруженной глыбы литосферы Олюторского залива. В нем их очаги локализованы точками гипоцентров в колонне на линии СЗ продольно-осевого глубинного Хаилинского внутриглыбового разлома. Разлом и колонна образованы в киях геодинамически напряженных средин слоев прогнутого глубинного разреза погруженной глыбы Олюторского залива.

2. Хаилинская линейная разломная (дизъюнктивная) колонна прослеживается от с. Хаилино на ЮВ до бухты Сомнения с событием №13, где вероятно глубинное сочленение фронта южных террейнов Олюторского залива. В акватории залива к ЮВ геоструктуры Говенско-Пахачинского и Олюторско-Командорского прогибов разломом разделены на две равные симметричные части, что отчетливо очерчено в гравитационном поле еще на протяжении 100 км. Это говорит о большой протяженности Хаилинского разлома, пересекающего на суше к СЗ от события №13 региональные геоструктуры Олюторской и Центрально-Корякской тектонических зон.

3. Очаг Хаилинского землетрясения возник внизу сквозьлитосферной разломной (дизъюнктивной) линейной СЗ колонны на точке его гипоцентра в ортогональной ей зоне сочленения на глубине Олюторского и Говенского террейнов. На поверхности линейная колонна прослеживается по линии продольно-осевого Хаилинского разлома к ЮВ и СЗ.

4. Прогнутые слои в киях разреза ЮВ окончания погружающейся глыбы ли-

тосферы Олюторского залива находятся под максимумом геодинамических напряжений. Кили находится на вертикали, проходящей через середины глубин слоев звеньев региональных структур Хаилинской площади. Установлена их приуроченность к зоне потери корреляции обменных волн в слоях в интервале пк 222–225. На вертикали образуется вертикальная колонна потери корреляции по всем слоям разреза, на поверхности проявленная эпицентрами Хаилинского и Олюторского землетрясений.

5. В глубинном разрезе погруженной клавиши Вывенской впадины Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали глыбы Олюторского залива, в киях слоев на его максимальном прогибе концентрируются максимальные напряжения и деформации. Это приводит и к увеличению общей проницаемости колонны за счет миграции по градиенту напряжений по ней вверх пор, пустот, вакансий, флюидов и минералов, образующих колонну как структуру разлома. Внизу колонны ($H = 35$ км) в 1991 г. происходит Хаилинский толчок! Дальнейшее продолжение накопления напряжений во времени (15 лет!) возбуждает в 2006 г. взрыв у поверхности разгрузки – вверху ($H = 0,6$ км) ранее подготовленной и использованной колонны происходит толчок Олюторского землетрясения! При единой колонне обоих землетрясений разрядка их напряжений определена общим геодинамическим состоянием северного обрамления Берингии, и ко времени Олюторского события она локализована в разрезе в наиболее погруженном и напряжённом срединном глубинном Хаилинском блоке литосферы грабен-синклинали. Разрядка сняла напряжение, а его Олюторское событие распространилось по оси западной части гравитационного минимума Вывенской впадины (геофизической), почти ортогонально (90°) своему Хаилинскому форшоку. Разрядка образовала СВ ряд новых продольных разрывов на поверхности. Они могут трассировать и глубинную зону сочленения Олюторского и Говенского террейнов СВ простирания. При этом возможно, что зона Хаилинского разлома стала своеобразным поглотителем колебаний, и Олюторская релаксация пошла по свободному пути продольных СВ геоструктур, наиболее локально концентрируясь на Ветвейской площади - вблизи экрана зоны поперечного П-Т-Т межглыбового разлома.

6. Геолого-геофизические данные территории Хаилинского землетрясения и их системная интерпретация дают основания к выводу: формирование его источника не связано с конкретными пликативными либо блоковыми геоструктурами юга Центрально-Корякской (Укэляятской) и Олюторской тектонических зон. Землетрясение возникло в месте разломной вертикальной линейной Хаилинской СЗ дислокации в точке ее пересечения на вертикальной линии килей слоев горизонтов продольных структур. *Разломная линейная Хаилинская СЗ дислокация и её колонна не стали следствием землетрясения, т.е. новообразованным разломом. Они являются долгоживущими элементами на продольно-осевом разломе глыбово-клавишной структуры литосферы Олюторского залива названных тектонических зон и являются унаследованными в геодинамических процессах Берингии на активной окраине континента.*

7. Хаилинское облако на поверхности приурочено к Хаилинскому блоку коры, заключающему наиболее прогнутые центры кили слоёв горизонтов клавиш геоструктур СВ простирания территории, выделяемых по всему разрезу вплоть до горизонтов М и М₁ верхней мантии. В блоке максимальных прогибов слоёв в киях возникают максимальные напряжения. Землетрясение возникло в глубинной вертикальной СЗ линейной разломной колонне Хаилинского разлома и в её точке

пересечения с глубинным СВ сочленением двух террейнов коры. Линейная колонна является естественной разломной дислокацией СЗ простирания в продольно-осевой плоскости сечения опускающейся глыбы коры Олюторского залива. Ее возникновение и существование относится ко времени возникновения на территории диагональной сети планетарной трещиноватости и дальнейшего развития ее как естественного элемента нарастающей мощности разреза геоструктур и вертикальных движений глыб. Колонна испытывает напряжения по мере развития и трансформаций всего геологического разреза коры. Релаксация напряжений происходит по мере «готовности» колонны к формированию динамического предела «хрупкости» пород ее структуры.

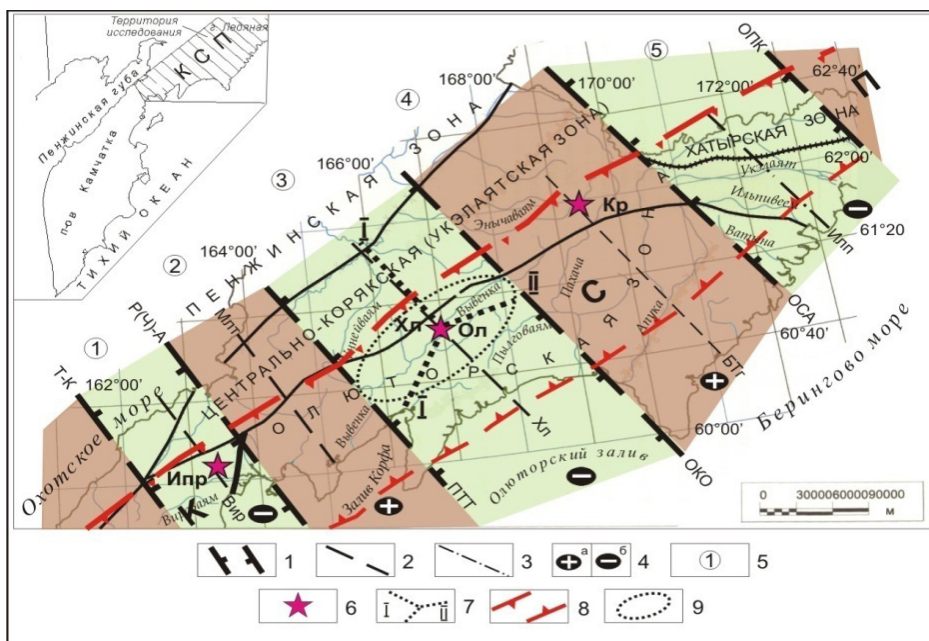


Рис. 7. Фрагмент схемы элементов глыбово-клавшиной структуры литосферы и положение сильных землетрясений на юго-восточной окраине континента на Северо-Востоке Азии.

Разломы (генерализация):

- 1 – поперечные межглыбовые: Т-К – Тайгонос-Карагинский, Р(Ч)А – Ребро(Чемурнаут)-Анапкинский, ПТТ–Парень-Таловско-Тиличикский, ОКО–Омолон-Каменско-Олюторский, ОСА – Олойско-Слаутненско-Ачайваямский, ОПК – Опускский;
- 2 – продольно-осевые внутриглыбовые: – Вир – Вироваямский, Млт – Малетойваямский, Хл – Хаилинский, БТг – бухты Тигиль;
- 3 – гипотетический (геофизический): Илт – Ильпивеемский;
- 4 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – погружающиеся (отстающие в воздымании);
- 5 – геоструктуры (глыбово-клавшиные, региональные, включающие на ЮВ окраине континента поднятые либо опущенные звенья продольных региональных структур): Кичигинского залива (1), п-вов Ильпыр-Ильпинский-Говена (2), Олюторского залива (3), п-ва Олюторский (Юго-Восточно-Корякский мысов (4), Юго-Восточно-Корякских бухт (5);
- 6 – землетрясения: Ипр – Ильпырское, Хл – Хаилинского, Ол – Олюторское, Кр – Корякское;
- 7 – профили МТЗ-МОВЗ: I – Корф-Верхнее Пенжино, II – с. Хаилино-р. Пахача;
- 8 – КСП – Корякский сейсмический пояс;
- 9 – площадь исследования.

Примечание: надписаны тектонические зоны, адекватные структурно-формационным зонам [Карта полезных ископаемых ..., 1999] районирования Корякско-Камчатского региона.

Хаилинское землетрясение является форшоком Олюторского, которое произошло через 15 лет в подготовленной им сейсмогенерирующей колонне в зоне Хаилинского СЗ разлома! Олюторское землетрясение, унаследовав вертикальную колонну, частью разрядилось по старому пути, затронув в Хаилинском блоке Вывенско-Ватынский край верхнемелового континента, Ильпинско-Тылговаямскую грабен-синклинали с её надразломными Вывенской и Тылговаямской впадинами и север горста Говенско-Пылгинского антиклинория. Но другая – большая – часть его энергии разрядилась в Ветвейском блоке земной коры вдоль западной части СВ Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали и его Вывенской впадины. При этом Ветвейский блок интенсивно насыщен афтершоками, видимо, благодаря и наличию отражающего – отбойного экрана на его западной границе – поперечном П-Т-Т разлома. Подобная картина – и на блоке Восточной (Увалистой) площади, ограниченной на востоке поперечным О-К-О разломом. А её малая насыщенность здесь афтершоками может быть связана с быстрым выклиниваем к востоку грабен-синклинали и впадины, зажатых выходами фундамента, локализирующих и экранирующих энергию разрядки.

В рассуждении не затронуто землетрясение №13 на линии сейсмогенного Хаилинского разлома. Может быть, оно – форшок события, которое накапливается в Говенско-Пахачинском прогибе?!

Основным методологическим уроком Хаилинского землетрясения является доказанный фактами продольно-осевой литосферный внутриглыбовый разлом ЮВ окончания погружённой глыбы Олюторского залива. Разлом существует в кляях всех слоёв литосферы и испытывает в них максимум механических напряжений. Этот элемент глыбово-клавишной структуры земной коры, в принципе, адекватный разлому с Ильпырским землетрясением. Аналогичный разлом, но в замках слоёв, возможен для Корякского землетрясением и в Ветроваямском вулканогене – оба предположения относятся к воздымающимся глыбам (рис. 7).

Приняв Концепцию глыбово-клавишной структуры литосферы на окраине континента за региональную, получаем возможность провести дальнейший системный анализ поиска геологических закономерностей в системе «тектоника – сейсмичность» на территории Камчатского сейсмического пояса, территориях сейсмогенных на Колыме, Камчатке, Сахалине, Курилах, Японии. Предложенная Концепция тектоники активной окраины континента является обоснованием исследований сейсмичности в геодинамической экологической функции литосферы.

Главным методическим уроком исследования локализации Хаилинского землетрясения является необходимость энергичного обращения к познанию геологических условий сейсмичности на активной окраине континента.

Взаимное ортогональное простираие облаков Хаилинских форшоков и афтершоков и последующих Олюторских афтершоков целесообразно исследовать для других событий окраины Берингии и современной зоны субдукции на Камчатке. Это видно на положении землетрясений в погружённых глыбах Кроноцкого и Авачинского заливов, воздымающегося Озёрного полуострова и др. (рис. 1).

Заключение

Подчеркнём позицию, с которой рассмотрены структурные связи в системе тектоники и сейсмичности площади Хаилинского облака землетрясения 1991 г. – методологию глыбово-клавишной структуры литосферы её погружающейся глыбы

в Олюторском заливе. Это даёт основание к углублению исследований системы «сейсмичность и тектоника» активной окраины континента на СВ Азии. На рассмотренной территории возможное развитие сейсмичности вероятно в районе землетрясения №13 в бухте Сомнения, гипотетично – в Ветроваямском вулканогене. На территории в системе сейсмических и тектонических связей намечается триада: центральный Хаилинский высомagnitudeный центр в погружённой глыбе Олюторского залива, обрамлённый воздымающимися глыбами Олюторского полуострова с Корякским землетрясением 1988 г. и полуостровов Говена-Ильпинский-Ильпыр.

Литература

1. Апрельков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины // Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16, №2. – С. 46–57.
2. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А. и др. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф-Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. Корякское нагорье / Отв. ред. В.Н. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. – 290 с.
3. Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ. – М., 1961. – С. 13–128, 141–267.
4. Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000. Листы 2-8, 11. Ред. Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А. Редакторы-составители Фролов Ю.Ф. и др. – СПб.: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 1999. – 19 л.
5. Каталог Камчатского филиала Геофизической службы РАН. http://data.emsd.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm#tops
6. Корнилов Б.А. Карта аномального магнитного поля СССР. Листы Р-58, 59. – М.: Центргеология, 1971. – 22 с.
7. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. – М.: Наука, 1994. – Вып. 26. – С. 103–122.
8. Мороз Ю.Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. – 1991. – №1. – С. 59–67.
9. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках // Под ред. Филатовой Н.И., Егоровой И.В., Дворянкина А.И. и др. – М.: Недра, 1984. – 211 с.
10. Федотов С.А., Чехович В.Д., Егоркин А.В. Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // ДАН, 2011. – Т. 437. №5. – С. 655–658.
11. Шафрановский И.И., Плотников Л.М., Симметрия в геологии. – Л.: Недра, 1975. – 144 с.
12. Яроцкий Г.П. Отражение в Центрально-Камчатском вулканическом поясе разрывной тектоники его основания // Геол. строение и полезные ископаемые Камчатки. – М., 1983.
13. Яроцкий Г.П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. – П-Камчатский: Изд-во Камчат. ГУ, 2007. – 301 с.

14. Яроцкий Г.П. Разломно-блоковая тектоника литосферы северо-восточной части Тихоокеанского побережья Евразии как источник землетрясений на Юго-Западе Корякского нагорья // Геодинамика. – Львов, 2010. – №1(9). –С. 28–36.

TECTONIC DETERMINISTIC NATURE OF KHAILINSKY EARTHQUAKE ON THE SOUTHWEST OF THE KORYAK UPLAND

© 2016 G.P. Yarotsky¹, Sc. Cand. (Geol.-Min.), Kh.O. Chotchaev²

¹Institute of Volcanology and Seismology of FEB RAS, Russia, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piyp avenue, 9, e-mail: ecology@kscnet.ru;

²Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The connection of the khailinsk earthquake (1991) with the transverse fracture-block dislocations of a number of the northeastern stretch geostructures in the active outskirts of koryako micro-continent on the northeast of Asia is shown. Is based The confinement of Khailinsk and Olyutorsk (2006) earthquakes to the linear structure, which arose in the layers keels of the caved section in the form of fractural column is based, the coordinates of hypocenters X, Y, Z are determined. Studies are executed in the concept of the chunk-key-actuated structure of the lithosphere.

Keywords: seismicity, tectonics, regularity, breakings, the chunk-key structure of lithosphere.

УДК 550.34.016

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ

© 2016 Э.Г. Геодакян¹, к.ф.-м.н., Дж.К. Карапетян¹, к.г.н., В.Б. Заалишвили², д.ф.-м.н., проф., С.М. Оганесян¹, д.ф.-м.н., проф., С.Н. Саргсян¹

¹Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, 3115, г. Гюмри, ул. В. Сарксяна, 5, e-mail: iges@sci.am;

²Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

На основе цифровых инструментальных записей исследованы влияние геологической среды распространения сейсмических волн и геологического строения «инженерного» слоя под пунктом наблюдения на амплитудный уровень и частотный состав сейсмических воздействий.

Ключевые слова: магнитуда, спектр ускорений, сейсмическая добротность среды, коэффициент поглощения, геологическая среда.

На современном этапе развития инженерно-сейсмологических исследований однозначно установлено, что сейсмический эффект на поверхности Земли зависит от ряда основных факторов, связанных с очагом землетрясения, физико-механическими свойствами среды распространения сейсмических волн и геолого-геофизическими условиями грунтовых пород в пунктах регистрации [Геодакян и др., 2014].

В качестве основных характеристик очага принимаются: магнитуда и механизм очага, амплитудно-частотный спектр сейсмического излучения и его продолжительность.

Реальная геологическая среда распространения волнового поля характеризуется геометрическим расхождением и поглощением упругих сейсмических волн. Основными факторами, влияющими на уровень сейсмического эффекта в пункте наблюдения, являются геологическое строение 30-ти метрового «инженерного» слоя грунта, наличие в нем различных включений и их мощности, а также плотность и пористость грунтовых пород, насыщенных различными флюидами.

Разработанные к настоящему времени многочисленные эмпирические зависимости параметров сейсмического эффекта от вышеуказанных факторов широко применяются в сейсмической практике оценки сейсмической опасности. Однако эти зависимости не дают объяснения, а в лучшем случае неадекватно оценивают аномальные изменения сейсмических воздействий, нередко возникающих при сильных и разрушительных землетрясениях.

Ярким примером аномального проявления сейсмических воздействий являлось усиление макросейсмических эффектов в городе Гюмри при Спитакском землетрясения 7 декабря 1988 г. Такие же эффекты наблюдались при Гоби-Алтайском (в

1957 г.), Мексиканском (1985 г.) и Японском (2011 г.) сильных землетрясениях.

Анализ литературных источников, в которых описаны исследования этих эффектов показывает, что некоторые исследователи связывают их с формированием очаговой и ближней зон сильных землетрясений, стоячих, ударных и поперечных изгибных волн [Аптикаев, 2001; Быков, 2000; Оганесян, 2012].

При детальном исследовании аномального проявления сейсмических воздействий при Спитакском землетрясении в городе Гюмри, выполненном по первичным макросейсмическим и инструментальным записям колебаний почвы, выявлено, что основной причиной наблюдаемых эффектов усиления сейсмического воздействия на значительных расстояниях от эпицентра стало резонансное усиление амплитуды колебаний в верхней части разреза, мощностью несколько сотен метров [Халтурин и др., 1991].

В ходе изучения афтершокового процесса в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения, были установлены семь автономных цифровых акселерографов. Благодаря наличию этих станций были получены богатые экспериментальные записи ускорений, позволяющие исследовать эти аномальные проявления на основе спектрального анализа.

Известно, что излучение сейсмических волн из очага землетрясения и геологическая среда их распространения совместно создают сложную волновую картину инструментальной записи. Пронизывающие геологическую среду сейсмические волны по мере распространения подвергаются определенным амплитудно-частотным изменениям. Вместе с тем несут ценную информацию о строении геологической среды и физико-механических и реологических свойствах грунтов. Снижение амплитудного уровня сейсмических волн с увеличением гипоцентрального расстояния обусловлено тремя факторами: поглощением, геометрическим расхождением и рассеянием. В ближней и очаговой зоне сильного землетрясения определяющую роль имеют поглощающие свойства геологической среды.

В настоящей работе были рассмотрены изменения амплитудного уровня сейсмического излучения, их динамические параметры, а также добротность среды и коэффициент поглощения в различных направлениях от эпицентра.

На основе цифровых записей 16 землетрясений, зарегистрированных на 8-ми станциях, был исследован спектральный состав сейсмических сигналов и сейсмических воздействий на грунтах в ближней зоне (рис. 1). В таблице 1 приводятся основные параметры землетрясений.

Из 7-ми землетрясений – эпицентры 4-х расположены в центральной части Спитакской сейсмогенной зоны, в районе очага Спитакского землетрясения. Эпицентры 2-х землетрясений расположены в северо-западной части сейсмогенной зоны в узле пересечения Транскавказской и Спитакской сейсмогенных зон. Следует отметить, что из 4-х землетрясений в центральной части сейсмогенной зоны, землетрясение 26.06.90 г. имеет сбросовый характер подвижки в очаге, в механизме очага остальных 3-х землетрясений преобладает взбросо-сдвиговый характер подвижки.

Для проведения исследования сейсмических излучений этих землетрясений были применены методы спектрального анализа сейсмического излучения, основанные на энергетически-спектральных моделях Хаскелла-Аки-Бруна [Брун, 1971; Дас, Аки, 1977; Хаскелл, 1969] (рис. 2). Применение этих моделей позволяет значи-

тельно расширить понятие очага землетрясения и сейсмического излучения, определить не только их спектральные характеристики, но и параметры возможных воздействий.

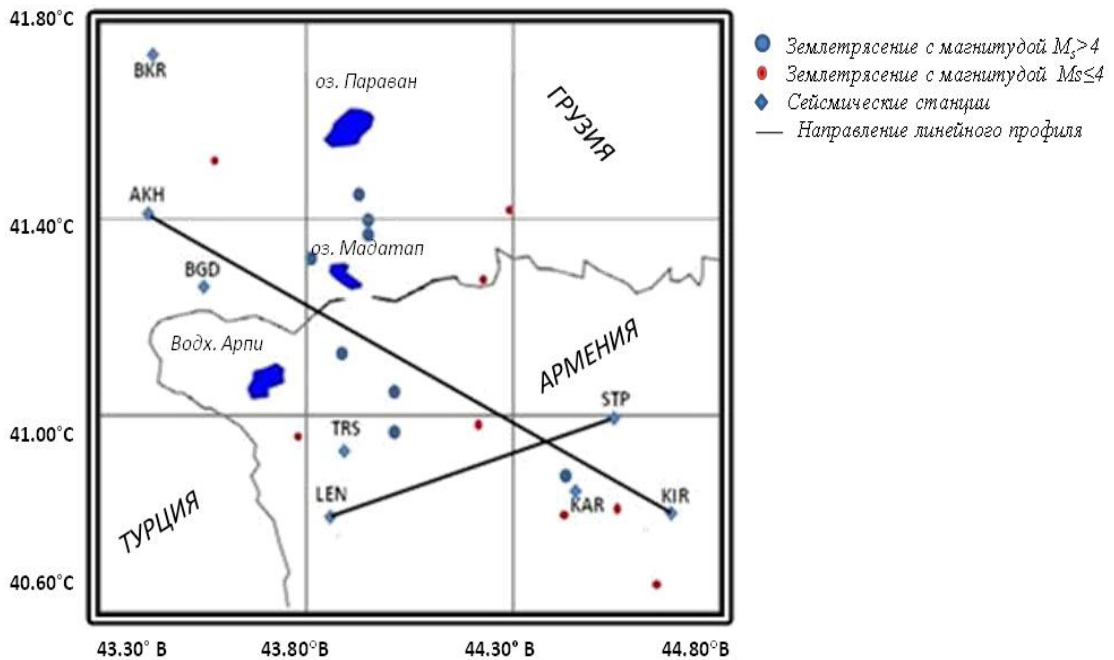


Рис. 1. Карта расположения акселерографов и эпицентров афтершоков

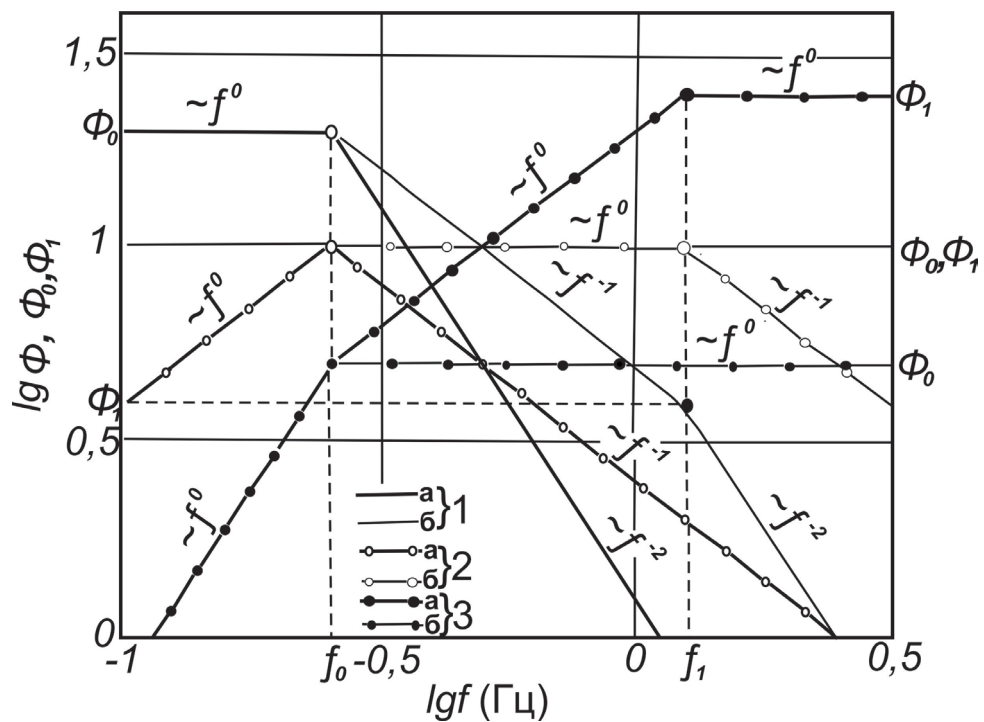


Рис. 2. Спектральная модель землетрясений. Амплитудные спектры Фурье:

1 – смещение; 2 – скорость; 3 – ускорение;
 а – гладкое скольжение берегов разрыва;
 б – сложный процесс трещинообразования

Таблица 1

Основные параметры землетрясений

Дата	Время в очаге (час., минут, секунд)	Пространственные координаты эпицентров		Глубина Н(км)	Магнитуда M _s
		$\varphi^0(N)$	$\lambda^0(E)$		
26.06.90	3:45:00	40,88	44,26	10	2,2
14.07.90	16:27:00	40,9	44,2	8	2,8
15.12.90	10:38:00	40,86	44,29	10	3,3
16.12.90	15:45:00	41,32	43,81	10	5,2
20.12.90	13:03:00	41,25	43,85	7	3,5
23.12.90	21:28:00	41,65	44,3	8	4,1
11.01.91	6:04:00	40,9	44,33	10	3,5
22.07.1991	9:21:21	41,4	44,2	10	2,4
24.07.1991	3:24:01	40,85	44,37	22	3,7
14.09.1991	5:42:19	40,89	44	2	4,1
6.10.1991	1:46:45	41,45	43,45	10	4,9
10.10.1991	2:44:46	41	43,37	7	4,8
20.12.1991	6:15:26	41,3	43,72	5	3,5
14.02.1992	20:31:57	40,75	44,483	10	2,5
15.03.1992	1:40:03	40,8	44,26	10	2,8
17.12.1992	22:42:52	40,88	44,167	10	2,4

С нашей стороны в работе [Геодакян, 2002] были детально исследованы спектральные излучения из очагов 7-ми землетрясений и определены нулевые, угловые и доминантные частоты (таб. 2).

Выявлено, что землетрясения типа взбросо-сдвиг, преобладающие в Спитакской сейсмогенной зоне, как правило, имеют сложный характер разрывообразования, состоящий из нескольких субисточников. В зависимости от увеличения магнитуды, значение нулевого и первого углового периодов перемещаются в более низкочастотную область спектра. Количество субисточников в этих очагах колеблется от 2-х до 4-х. Высокочастотные составляющие сейсмических излучений имеют наибольшее значение на переходных участках спектров.

Таблица 2

Значения спектральных параметров

№	Дата землетрясений	Нулевая частота (Гц)	Угловая частота (Гц)	Максимальная амплитуда (mg)
		f_0	f_1	A_{max}
1	26.06.1990 03:45	0,09	-	22,0
2	14.07.1990 16:27	0,04	0,1	15,1
3	15.12.1990 10:38	0,05	0,2	49,6
4	16.12.1990 15:45	0,08	0,2	120,1
5	20.12.1990 13:03	0,07	-	7,2
6	23.12.1990 21:28	0,06	-	13,3
7	11.01.1991 06:04	0,03	0,25	189,6

Для изучения влияния геологической среды на распространение сейсмических волн, рассматривались изменения амплитудного уровня сейсмического излучения в зависимости от эпицентрального расстояния и направления распространения сейсмических волн. Снижение амплитудного уровня сейсмических волн с увеличением

гипоцентрального расстояния обусловлено тремя факторами: поглощением, геометрическим расхождением и рассеянием.

В ближней и очаговой зоне сильного землетрясения определяющую роль имеют поглощающие свойства геологической среды [Лемзиков и др., 2013]. Уровень поглощения сейсмических волн находится в прямой зависимости от частоты колебаний.

Коэффициент поглощения α_n для разных частот имеет следующий вид [Егоркин и др., 1981]:

$$\alpha_n = \frac{2\pi\omega}{V_s Q}, \quad (1)$$

где ω – частота колебаний, V_s – скорость поперечной волны, Q – сейсмическая добротность среды. Сейсмическая добротность является безразмерным параметром, описывающим затухание сейсмической энергии при прохождении волны в геологической среде, и является важнейшим параметром для изучения макросейсмических проявлений сильных землетрясений и геодинамических или тектонических процессов в сейсмоактивных зонах [Рогожин и др., 2010].

Добротность, как и коэффициент поглощения, зависит от частоты колебаний.

Сейсмическая добротность оценивалась отношением спектральных амплитуд однотипных волн, регистрируемых на двух станциях от одного события [Бат, 2012]:

$$\ln \frac{|A(\omega, t_1)|}{|A(\omega, t_2)|} = \frac{\omega}{2} \frac{t_2 - t_1}{Q}, \quad (2)$$

где: $A(\omega, t)$ – амплитуда; t – время пробега волны; Q – сейсмическая добротность среды.

Подбирали различные сочетания двух станций, трассы между которыми наиболее полно покрывали исследуемую территорию.

Рассчитывались значения сейсмической добротности среды в периодном диапазоне от 0,1–1,5 сек. Выбор этого периодного диапазона обусловлен тем обстоятельством, что в ближней зоне сильного землетрясения амплитудный уровень на этих частотах и сейсмическая добротность среды представляют наибольший интерес для инженерного анализа сейсмических воздействий. Указанный диапазон периодов был разделен на 5 интервалов: 0,1–0,3; 0,3–0,5; 0,5–0,7; 0,7–0,9; 0,9–2 сек. Расчеты численных значений Q_c проводились на центральных для этих интервалов период: 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 и 1,5 сек. В таб. 3 в качестве примера приводятся значения сейсмической добротности на периоде 0,2 сек.

Таблица 3

Значения сейсмической добротности

№	Дата землетрясений	Сейсмическая добротность Q по станциям						
		Q ₁₋₂	Q ₂₋₃	Q ₃₋₄	Q ₄₋₅	Q ₅₋₆	Q ₆₋₇	Q ₇₋₈
1	16.12.1990 15:45	24	23	35	46	51	59	50
2	18.05.1994 7:18:55	21	22	30	40	48	53	47
3	09.06.1996 2:16:53	26	25	34	43	54	57	52
4	09.06.1996 5:19:22	25	27	32	44	52	56	55
5	14.01.1999 22:45:14	22	26	36	47	56	58	54

Эти значения позволяют сделать вывод, что исследуемый район условно делится на две зоны с различными значениями Q . Сравнительный анализ значений добротности, полученных по отдельным станциям, констатирует факт о более высоких поглощающих свойствах среды в области, расположенной к юго-востоку от очага Спитакского землетрясения.

По этим же направлениям рассчитывались коэффициенты поглощения по формуле (1).

Результаты этих расчетов приводятся в таблице 4.

Таблица 4

**Значения оценок коэффициентов поглощения α_n (10^{-3} км^{-1})
в зависимости от частоты**

Сейсмическая добротность	Частота (Гц)				
	0,2	0,4	0,6	0,8	1,5
Q_{1-2}	20	41	58	83	141
Q_{2-3}	21	43	60	86	147
Q_{3-4}	14	28	40	57	97
Q_{4-5}	10	21	30	43	73
Q_{5-6}	9,8	19	27	39	66
Q_{6-7}	8,4	16	23	33	57
Q_{7-8}	10	20	28	40	68

Эти значения позволяют сделать вывод, что с ростом частоты коэффициент поглощения увеличивается. Это говорит о том, что в затухании сейсмических волн основополагающую роль играет поглощение.

Особый интерес представляет влияние геологического строения «инженерного» слоя под пунктом наблюдения на амплитудно-частотный состав ускорений.

Для этой цели были подобраны акселерограммы колебаний грунта, зарегистрированные на станциях, имеющих одинаковую направленность и удаленность от очагов афтершоков Спитакского землетрясения, но с разным геологическим строением «инженерного» слоя под станцией (рис. 3).

На основе анализа частотного состава спектров ускорений колебаний было выявлено, что физико-механические и реологические свойства «инженерного» слоя геологической среды под пунктом наблюдения существенно влияют на амплитудный уровень и частотный состав ускорений колебаний грунта.

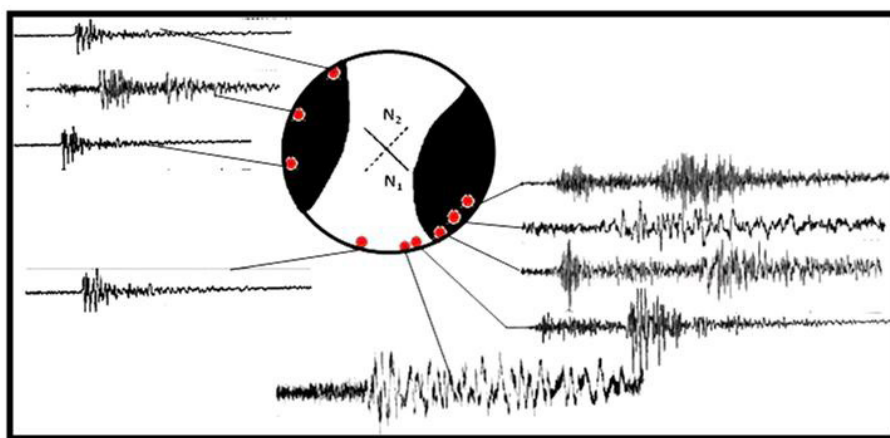


Рис. 3. Азимутальные распределения и фокальный механизм землетрясения 16.12.1990 г., 15:45

Заключение

Сравнительный анализ амплитудно-частотных спектров ускорений колебаний грунта показывает, что на уменьшение амплитудного уровня спектра ускорения существенное влияние оказывает сейсмическая добротность среды, коэффициент поглощения и «инженерный» слой.

Сейсмическая добротность среды и коэффициент поглощения варьируют как в азимутальном направлении, так и с глубиной.

Литература

1. Аптикаев Ф.Ф. Сильные движения грунта при землетрясениях. Автореферат дис. на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. – Москва, 2001. – 45 с.
2. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. – М.: Недра, 1980. – 535 с.
3. Брун Дж.Н. Исправление к тектоническим напряжениям и к спектральным сейсмическим волнам сдвига вызванных землетрясением // Геофизические Исследования. – 1971. – Том 76, №26. – С. 4997–5009.
4. Быков В.Г., Нелинейные волновые процессы в геологических средах. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 190 с.
5. Геодакян Э.Г., Оганесян С.М., Карапетян Дж.К. К проблеме изучения аномальных проявлений сейсмических воздействий в очаговой и ближней зонах сильных землетрясений // Геология и геофизика юга России. – 2014. – №1. – С. 16–21.
6. Геодакян Э.Г. Спектральные характеристики очаговых излучений Спитакской сейсмической зоны // Сп. науч. трудов конференции, посвященной 40-летию ИГИС. – Гюмри: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2002 г. – С. 299–311.
7. Дас С. Аки К. Плоскость разлома с барьерами; Модель универсальных землетрясений // Геофизические Исследования. – 1977. – Том 82, №36. – С. 5658–5670.
8. Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верх ней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Физика Земли. – 1981. – №2. – С. 37–50.
9. Лемзиков В.К., Шакирова А.А., Лемзиков М.В., Гарбузова В.Т., Ящук В.В., Дроздин Д.В. Поглощение сейсмических волн в поверхностных слоях вулкана Кизимен (предварительные результаты) // Вулканизм и связанные с ним процессы. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. – С. 226–230.
10. Оганесян С.М. К постановке задачи о распространении упругих волн чистого изгиба и изгиба в однородном консольном стержне // В кн.: Опасные процессы в горных и предгорных территориях Северного Кавказа. – Владикавказ. – 2012. – С. 316–325.
11. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Мараханов А.В., Новиков С.С. Особенности сеймотектоники Сочи-Краснополянского района // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обинск: ГС РАН, 2010. – С. 174–177.
12. Халтурин В.И., Шомахадов А.М., Геодакян Э.Г., Саргсян Н.М., Мхитарян Л.А. Усиление интенсивности колебаний в Ленинакане // Вопросы инженерной сейсмологии. – 1991. – Вып. 32. – С. 5–14.

13. Хаскелл Н.А. Эластичные перемещения в ближнем поле распространения разлома. Сейсмологическое Общество Америки. – 1969. – Том 59, №3. – С. 865–908.

SPECTRAL ANALYSIS OF THE SEISMIC IMPACT IN NEAR ZONE OF STRONG EARTHQUAKE AND EFFECT DETAILS

© 2016 E.G. Geodakyan¹, Sc. Candidate (Phys.-Math.), J.K. Karapetyan¹, Sc. Candidate (Geol.-Min.), V.B. Zaalishvili², Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., S.M. Oganessian¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., S.N. Sargsyan¹

¹Institute of Geophysics and Engineering Seismology after A. Nazarov of NAS RA, 3115, Gyumri, V. Sarkysyan street, 5, e-mail: iges@sci.am;

²Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The influence of the geological environment of seismic waves and the geological structure of the «engineering» layer under observation point on the level of amplitude and frequency composition of seismic effects are investigated on the basis of digital instrumental records.

Keywords: magnitude, acceleration spectrum, seismic quality factor of the medium, the absorption coefficient, geological structure.

ПАМЯТИ УЧИТЕЛЯ



Коллектив Геофизического института от имени ученых Юга России Кавказа выражает свои глубокие соболезнования по поводу кончины академика РАН Николая Павловича Лаверова – выдающегося деятеля советской и российской науки, признанного лидера исследований в области геологии месторождений урана и других полезных ископаемых, внесшего значительный вклад в создание мощной минерально-сырьевой базы в нашей стране.

Николай Павлович оказал большое влияние на развитие научно-организационных геологических исследований на Юге России, Северном Кавказе, в том числе в Северной Осетии.

Именно Н. П. Лаверов в 2000 г. поддержал просьбу А. С. Дзасохова, тогдашнего руководителя Северной Осетии, об организации Владикавказского научного центра РАН и Правительства РСО-Алания. Благодаря его поддержке республиканские научные структуры вошли в Российскую академию наук и, безо всякого сомнения, внесли значительный вклад в развитие фундаментальных и прикладных исследований в гуманитарных, медицинских, вычислительных науках и науках о Земле на Северном Кавказе.

Активная поддержка Николая Павловича позволила в 2002 году сохранить наш Геофизический институт ВНИЦ РАН от закрытия. Позже, именно Николай Павлович

помог нам приобрести аппаратуру для исследования ледника Колка и др. Он, несмотря на постоянную занятость, всегда находил время для беседы и поддержки нас, молодых директоров академических институтов Северного Кавказа. Николай Павлович всегда по-отечески тепло опекал нас. Каждый новый год для нашего коллектива был отмечаем его поздравительными открытками, чем мы гордились.

В этот скорбный день мы выражаем искреннее соболезнование родным и близким Н. П. Лаверова. Благодарная память о нем навсегда останется в наших сердцах.

От имени коллектива
Врио директора ГФИ ВНИЦ РАН,
Главный редактор журнала
«Геология и геофизика Юга России»
д.ф.-м.н., профессор



В. Б. Заалишвили

Журнал «Геология и геофизика Юга России» является периодическим рецензируемым научным изданием, публикующим оригинальные статьи, обзоры, сообщения о научных мероприятиях и другую научную информацию по широкому кругу вопросов геологии, геофизики и смежных дисциплин.

Журнал публикует следующие авторские материалы: (а) оригинальные статьи, содержащие результаты современных экспериментальных и теоретических исследований, (б) методические исследования, в) научные обзоры по следующей тематике:

- теория, методика и результаты региональных и крупномасштабных геофизических исследований (включая сейсмологические исследования, сейсмический прогноз и районирование);
- теория, методы и алгоритмы обработки и интерпретации геофизических данных, математические аспекты моделирования геофизических полей и процессов, организация вычислений, геофизическое программное обеспечение;
- методика и метрология полевых и обсерваторских геофизических наблюдений, их результаты;
- лабораторный эксперимент, петрофизика;
- геомагнитные, палеомагнитные и петромагнитные исследования;
- изучение внешних геосфер (атмосферы, ионосферы, магнитосферы) и их взаимодействия с твёрдой Землёй;
- геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых;
- инженерная и экологическая геофизика;
- геофизический мониторинг природных и техногенных объектов;
- физические процессы при добыче полезных ископаемых и других подземных работах, их геофизический мониторинг;
- геоинформатика: базы данных и знаний в науках о Земле, сетевые технологии в организации наблюдений, обмена информацией и вычислений.

Журнал не публикует:

- авторские материалы, ранее опубликованные в других изданиях;
- материалы не соответствующие тематике журнала;
- статьи, не содержащие новой информации, по сравнению с ранее опубликованными результатами, либо содержащие фактические, метрологические, математические или иные ошибки, которые не могут быть исправлены, а также статьи содержащие утверждения и гипотезы, прямо противоречащие установленным научным фактам;
- литературно-художественные и публицистические произведения любого содержания, в том числе – на научную тему;
- любую информацию и объявления, не имеющие непосредственного отношения к научной деятельности;
- материалы содержащие сведения, составляющие государственную либо коммерческую тайну, как это определяется действующим законодательством Российской Федерации и ведомственными нормативными актами, договорами и т.д.;
- материалы содержащие оскорбления, клевету либо заведомо ложные сведения в отношении граждан и организаций.

Правила оформления статей

Объем статей не должен превышать 12 страниц текста, оформленного в соответствии с Правилами.

На первой странице должны быть указаны: УДК (шрифтом Times New Roman, размером 12, выравнивание по левому краю); название статьи на русском языке (прописными буквами, без кавычек, переносы не допускаются, точка в конце не ставится, подчеркивание не используется, выравнивание по центру), кегль 14 полужирный, выравнивание по центру; инициалы и фамилии авторов (кегль 12 полужирный курсив, выравнивание по центру); название учреждения, место работы всех авторов, и контактная информация для переписки (почтовый адрес, адрес электронной почты); аннотация статьи на русском языке и ключевые слова

Текст статьи набирается шрифтом Times New Roman размером 12 пт через одинарный интервал, выравнивание по ширине, без расстановки переносов. Подзаголовок – полужирный размером 12 пт, выравнивание по левому краю. При написании статьи используются общепринятые термины, единицы измерения и условные обозначения, единообразные по всей статье. Расшифровка всех используемых авторами обозначений дается при первом употреблении в тексте. Буквы латинского алфавита набираются курсивом, буквы греческого и русского алфавитов – прямым шрифтом.

Формулы создаются с помощью встроенного редактора формул (Microsoft Equation) с нумерацией в круглых скобках – (2), выравниваются по правому краю, расшифровка всех обозначений (букв) в формулах дается в порядке упоминания в формуле. Большие формулы необходимо разбивать на отдельные фрагменты. Фрагменты формул по возможности должны быть независимы (при использовании формульного редактора каждая строка – отдельный объект). Нумерацию, и по возможности, знаки препинания следует ставить отдельно от формул обычным текстом.

Таблицы, рисунки, фотографии размещаются внутри текста и имеют сквозную нумерацию по статье. Названия всех рисунков, фотографий и таблиц приводятся на русском языке, 11 кегль. Нумерация обозначений на рисунках дается по порядку номеров по часовой стрелке или сверху вниз. Рисунки с большим количеством деталей (сложные схемы, графики) размещаются на всю ширину страницы (16,5 см). Рисунки также должны быть предоставлены отдельными файлами в формате TIFF или JPEG с разрешением не менее 900 точек по меньшей стороне и плотностью пикселей 300 dpi для контрастных черно-белых рисунков и 600 dpi – для полутонных. Цветные иллюстрации допускаются по согласованию с редакцией.

Обозначения, термины и иллюстративный материал должны соответствовать действующим ГОСТам.

Перечень литературных источников приводится общим списком в конце статьи. Список составляется по алфавиту, сначала следуют источники на русском, затем – на английском. Литература должна быть оформлена согласно ГОСТ 7.1–2003. Отсылки на литературу в тексте приводятся в квадратных скобках в строку с текстом документа. Допускается использование кратких библиографических ссылок согласно ГОСТ Р 7.0.5–2008. Если ссылку приводят на документ, созданный одним, двумя или тремя авторами в отсылке указывают фамилии авторов, если на документ, созданный четырьмя и более авторами – указывают фамилию первого автора и сокращение «и др.» («et al.» для документов на языках, применяющих латинскую графику); если авторы не указаны – указывают название документа; далее указывают год издания и при необходимости сведения дополняют указанием страниц. Сведения в отсылке разделяют запятой. Если отсылка содержит сведения о нескольких ссылках, группы сведений разделяют знаком точка с запятой. В отсылке допускается сокращать длинные заглавия, обозначая опускаемые слова многоточием с пробелом до и после этого предписанного знака.

Приложения к статье

1. Аннотация (на отдельной странице – не более 100 слов). В ней не рекомендуется использовать формулы и ссылки на литературу. Если рукопись подается на русском языке, то аннотация должна быть продублирована на английском с указанием названия статьи, фамилий и инициалов авторов на этих языках. Если рукопись подается на английском языке, необходимо привести также аннотацию на русском. Аннотация печатается шрифтом Times New Roman (12 кегль) в одном файле в следующем порядке: название статьи, авторы, наименование организации, текст аннотации на русском языке, ключевые слова; далее, через 2 строки, в той же последовательности – на английском языке. Аннотация также публикуется на сайте журнала (на русском и английском языках).
2. Резюме (на отдельной странице) на русском и английском языках печатается шрифтом Times New Roman (10 кегль) и должно содержать следующую информацию:
 - фамилия, имя, отчество всех авторов полностью (на русском и английском языке);
 - полное название организации – место работы каждого автора в именительном падеже, страна, город (на русском и английском языке). Если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно;
 - адрес электронной почты для каждого автора;
 - корреспондентский почтовый адрес и телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов);
 - опционально: подразделение организации, должность, научное звание, ученая степень, награды и научные премии, профессиональный опыт, основной круг научных интересов, количество публикаций каждого из авторов.
3. Текст реферата (одна страница) для опубликования в реферативных журналах (РЖ) ВИНТИ. Параметры страницы: формат А4 (210х297 мм); межстрочный интервал полуторный; шрифт Times New Roman (12 кегль) в одном файле в следующем порядке: наименование статьи, авторы, наименование организации, реферат на русском языке; далее, через 2 строки, в той же последовательности – на английском языке.
4. Справка из отдела аспирантуры (для аспирантов). **Плата с аспирантов (единственный автор) за публикацию рукописей не взимается.**

Тексты статей могут быть высланы в rar или zip архиве (каждая статья отдельно) по электронной почте на адрес редакции southgeo@mail.ru. В архиве должны присутствовать следующие файлы:

- текст статьи, включая формулы, таблицы, рисунки, подрисуночные подписи, список литературы,
- иллюстрации в формате TIFF или JPG, которые должны быть именованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каким по номеру рисунком статьи они являются. Каждый файл должен содержать один рисунок.
- аннотация на русском и английском языках;
- реферат на русском и английском языках;
- резюме на русском и английском языках;

Редакция не возвращает авторам присланные материалы равно как на бумажных, так и на электронных носителях.

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
ЮГА РОССИИ
(№4. 2016 г.)**

Подписано в печать 21.11.2016 г. Формат 60×84 1/8.
Усл. печ. лист 21,4. Гарнитура «Times».
Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ №176.

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и средств
массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-63229 от 06 октября 2015 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