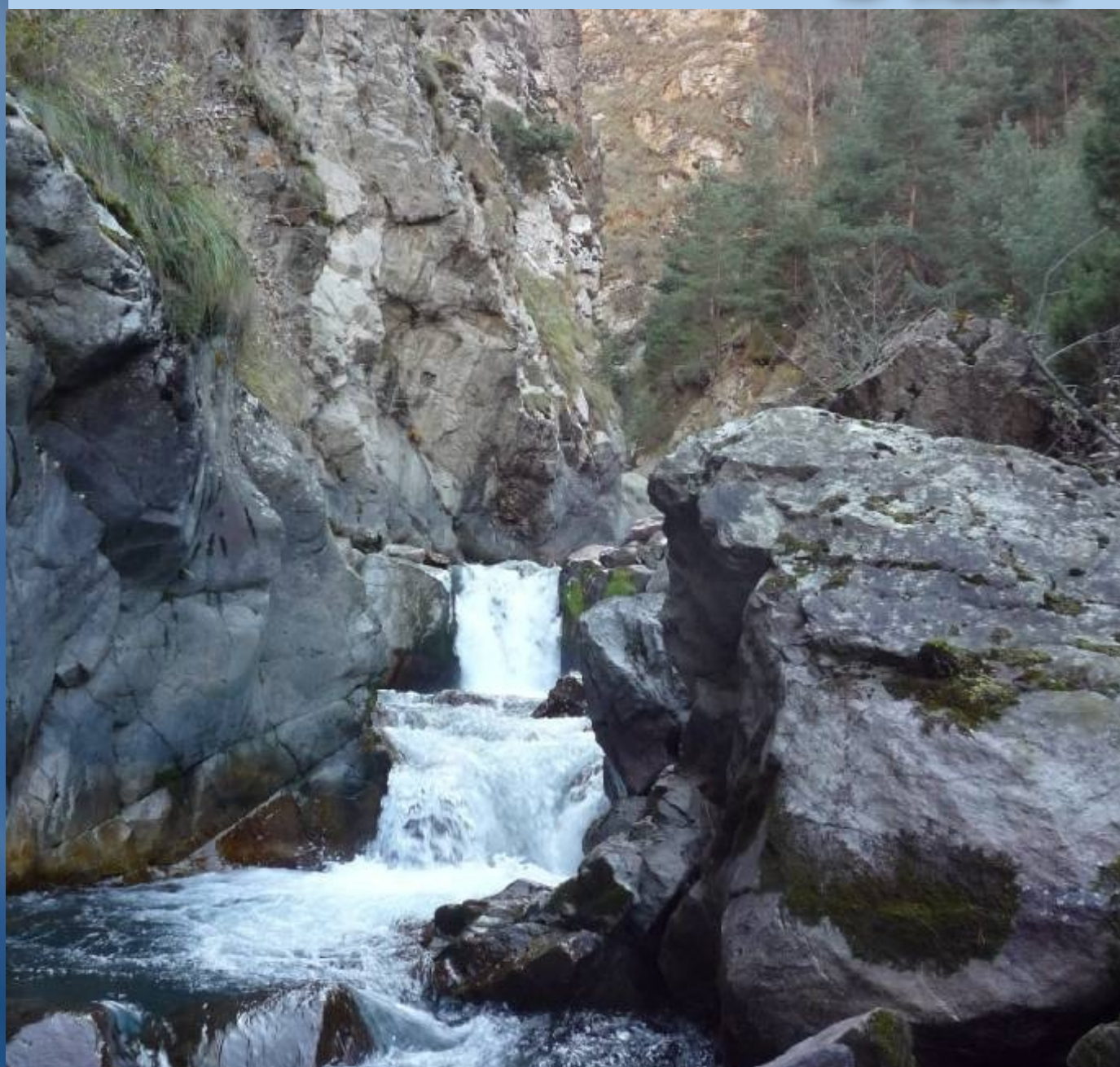


ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4/2012



СОДЕРЖАНИЕ

Уткин В.И., Козлова И.А., Юрков А.К. МОНИТОРИНГ РАДОНА КАК ИНДИКАТОР ВОЗМОЖНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ	3
Багатаев Р.М., Бергер М.Г. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА	8
Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Мельков Д.А., Шемпелев А.Г. МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНЕ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО АРДОНСКОГО РАЗЛОМА И НА УЧАСТКЕ ТРАССЫ ГАЗОПРОВОДА ОТ СЕЛ. ДЗУАРИКАУ ДО ГРАНИЦЫ РСО-АЛАНИЯ	25
Запорожченко Э.В., Каменев Н.С., Никулин А.С. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЛЕЗАЩИТЫ НА МАЛОИЗУЧЕННЫХ ВОДНЫХ ТРАКТАХ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА Р. БАДДОН, РСО-АЛАНИЯ)	33
Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С. ДЕФОРМАЦИИ ПЛАСТОВ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРСКО-СУНЖЕНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ЗОНЫ	43
Бондырев И.В., Бахтадзе Ю.К., Али Узун, Гогмачадзе С.А. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РЕЛЬЕФА ГОРНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО КАВКАЗА (ЗАПАДНЫЙ ФРАГМЕНТ)	53

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Бергер М.Г. О НЕКОТОРЫХ СЛЕДАХ, ОСТАВШИХСЯ НА МЕСТЕ ЛЕДНИКА КОЛКА, КАК ПОКАЗАТЕЛЯХ ХАРАКТЕРА КОЛКИНСКОЙ КАТАСТРОФЫ 2002 ГОДА	75
--	----

CONTENTS

Outkin V. I., Kozlova I.A., Yurkov A.K. RADON MONITORING AS INDICATOR OF POSSIBLE TECTONIC EVENT.....	3
Bagataev R.M., Berger M.G. MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF AURIGEROUS ORE OCCURRENCES IN BLACK – SHALE SECTIONS OF MOUNTAINOUS DAGESTAN	8
Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Nevsky L.N., Melkov D.A., Shempelev A.G. MONITORING OF HAZORDOUS GEOLOGICAL PROCESSESS IN ZONE OF SUPPOSED ARDON FAULT AND IN PART OF GAS PIPE LINE FROM DZUARIKAU TO THE BORDER OF RNO-ALANIA	25
Zaporozhchenko E.V., Kamenev N.S., Nikulin A.S. SOLUTION OF TASKS OF ENGINEERING PROTECTION AGAINST DEBRIS FLOWS ON UNDER-EXPLORED WATER CHANNELS (THE CASE OF THE BADDON RIVER BASIN, REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA).....	33
Kerimov I.A., Haysumov M.Ya., Ahmathanov R.S. DEFORMATIONS OF SHEET DEPOSITS CAUSED BY DEVELOPMENT OF OIL DEPOSITS OF TERSKO- SUNZHENSKAYA PETROLEUM ZONE	43
Bondyrev I.V., Bakhtadze U.K., Ali Uzun, Gogmachadze S.A. GEOLOGICAL-TECTONIC FEATURES OF STRUCTURAL RELIEF OF MOUNTANOUS REGIONS OF THE SOUTH CAUCASUS (WESTERN PART).....	53

DISCUSSIONS AND DISPUTES

Berger M.G. ABOUT SOME MARKS REMAINED IN GLACIER KOLKA PLACE AS CHARACTERISTICS OF NATURE OF KOLKA CATASTHROPE IN 2002	75
--	----

УДК 581.341.2.

МОНИТОРИНГ РАДОНА КАК ИНДИКАТОР ВОЗМОЖНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ

© 2012 В. И. Уткин, член-корр. РАН, И. А. Козлова, к.г.-м.н.,
А. К. Юрков, к.г.-м.н.

Институт геофизики УрО РАН, Россия, 620016, г. Екатеринбург,
ул. Амудсена, 100, e-mail: voutkin@mail.ru

Описаны результаты исследований поведения радона (ОАР – объемной активности радона), выделяющегося из массива. Миграция радона и его выделение из массива зависят от пористости, проницаемости и трещиноватости массива. Резкое изменение прочности массива и сброс упругих напряжений за счет внешних сил (землетрясение) происходит при определенных изменениях в структуре массива, как при сжатии, так и при растяжении массива.

Ключевые слова: Объемная активность радона (ОАР), динамика изменения ОАР, критическое состояние массива, внешнее воздействие, разрядка напряженного состояния, землетрясение.

Пространственно-временной мониторинг радона, проведенный в 70-х – 80-х годах прошлого столетия [King Chu-Yu et al., 1991], несмотря на указанные позже недостатки, оказался не только единственным крупномасштабным экспериментом проведения радонового мониторинга, но и не оцененным и полностью исследованным экспериментом, несмотря на то, что более поздние мониторинговые измерения объемной активности радона (ОАР) [Уткин, Юрков, 1997а,б; Уткин и др., 1999, 2006; Уткин, 2000; Outkin, Kozlova, 2000; Outkin et al., 2011] подтвердили справедливость основных выводов, сделанных после изучения данных этого радонового мониторинга [King Chu-Yu et al., 1991].

Всего за период работы радонового мониторинга (1978-1981 гг.) произошло 25 событий с магнитудой от 4,5 до 5,8. Изучение диаграмм изменения ОАР в различных точках регистрации (всего 60 станций радонового мониторинга) во времени для каждого события показало полное однообразие поведения ОАР в зонах сжатия или растяжения массива. При этом эти данные подтверждались одновременным измерением поведения ОАР в нескольких точках измерения, расположенных в зонах сжатия или растяжения массива. Характерные изменения ОАР при подготовке и реализации землетрясения хорошо видны на рис. 1, где представлены пространственно-временные изменения ОАР перед землетрясением 20 января 1980 года с магнитудой 5,8. Зоны сжатия и растяжения массива определены по поведению во времени кривой ОАР (рис. 1, диаграммы справа). Поведение ОАР для зон сжатия и растяжения при подготовке землетрясения совершенно различно. В зонах сжатия идет последовательное уменьшение ОАР до некоторой малой величины, после чего следует разрядка напряженного состояния массива (землетрясение). Это хорошо видно на диаграммах ОАР по станциям 43, 46, 51, 52, 58, 63.

Если станция радонового мониторинга находится в зоне сжатия массива, то изменение концентрации радона во времени представляет собой экспоненциальную кривую вида:

$$I_C = I_0 \exp(-kt), \quad (1)$$

где I_0 – некоторая начальная интенсивность ОАР перед началом ее спада, который продолжается от 3 до 5 месяцев (120-150 дней); k – коэффициент уплотнения массива (название условное). Процесс сжатия оканчивается землетрясением, разрушением (изменением) структуры массива. Можно предполагать, что разрушается только структура, обеспечивающая межблочное трение, поскольку по опыту известно, что литосферные блоки остаются без изменения.

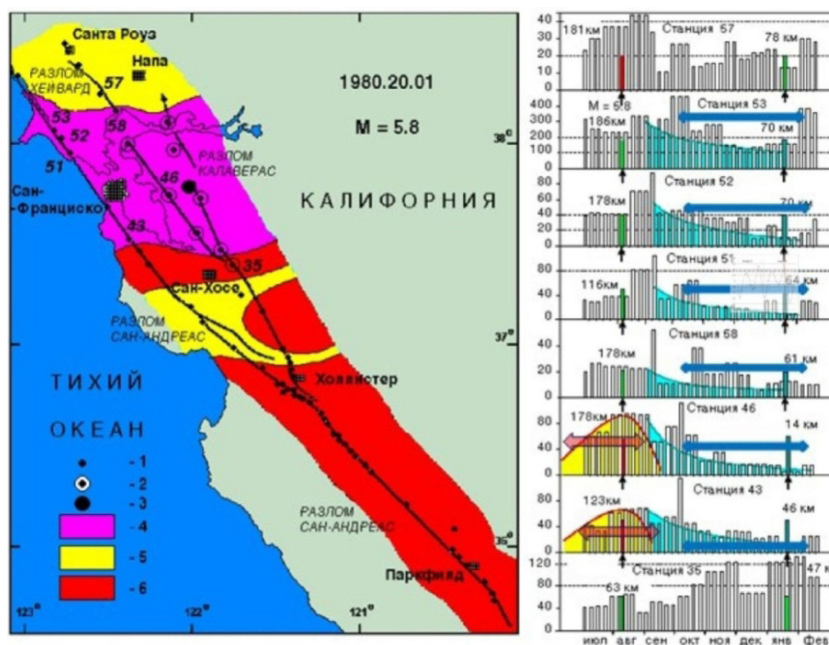


Рис.1. Схема пространственно-временных изменений ОАР при подготовке землетрясения от 05 января 1980 года (Уткин, 1998-2000): 1- расположение станций регистрации ОАР, рядом указан номер станции по [King Chi-Yu et al., 1991]; 2- станции, выбранные для анализа процесса подготовки землетрясения; 3 – эпицентр землетрясения; 4 – зоны сжатия массива; 5 – зоны растяжения массива; 6 – «нейтральные» зоны (зоны без видимых признаков сжатия или растяжения).

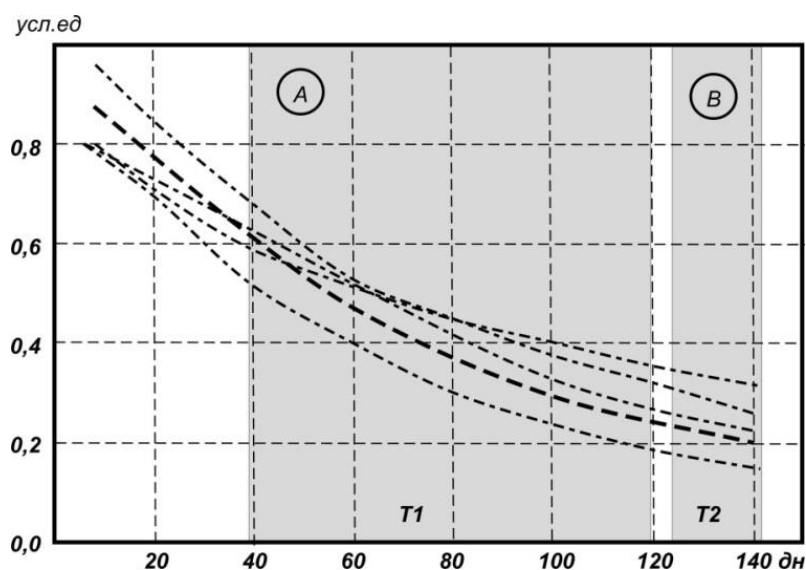


Рис.2. Изменение во времени концентрации радона (ОАР) в условиях сжатия массива: А – время T_1 – зона подготовки землетрясения; В – время T_2 – зона разрушения массива (тектонического землетрясения).

Формы кривой изменения ОАР при сжатии массива, наблюдаемые на различных станциях (рис. 2), отличаются между собой незначительно, но для всех кривых можно выделить две зоны: а) время подготовки землетрясения и б) время сброса напряжения (собственно землетрясения). Последняя зона характеризуется практически постоянными значениями ОАР во времени.

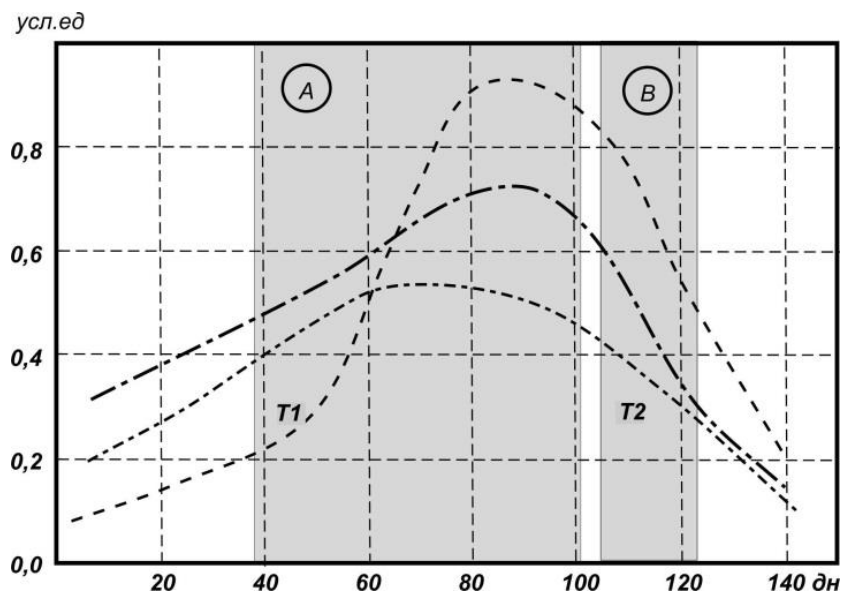


Рис.3. Изменение во времени концентрации радона (ОАР) в условиях растяжения массива:
A – время *T1* – зона подготовки землетрясения; *B* – время
T2 – зона разрушения массива (тектонического землетрясения).

Если радоновая станция попадает в расположение зоны растяжения массива, то изменение концентрации радона (ОАР) имеет более сложный характер (рис. 1), который хорошо описывается формулой следующего вида:

$$I_p = I_0 m \cdot t (\exp (-k \cdot t)), \quad (2)$$

где I_0 – некоторая начальная концентрация радона, $m \cdot t$ – коэффициент увеличения концентрации радона при растяжении массива. Кривая ОАР сначала растет (увеличение концентрации радона за счет растяжения массива, увеличение его проницаемости и т. д.), достигает максимума, а затем наблюдается сброс напряженного состояния (возможное разрушение массива), увеличение объема массива и спад концентрации радона. Типичные кривые изменения концентрации радона (ОАР) для различных измерительных станций в процессе растяжения массива, полученные в результате экспериментов по мониторингу радона [King Chi-Yu, et al., 1991; Outkin, Kozlova, 2000], показаны на рис. 3. Представленные результаты позволяют сделать следующие выводы: а) финальный процесс подготовки тектонического землетрясения имеет продолжительность 120–150 дней и не зависит от типа деформации массива (сжатие или растяжение); б) размер области ожидаемого события с магнитудой около 4 составляет около 40 км; события с магнитудой 5–50 км и магнитудой 6 более 50 км.

Главное отличие данных мониторинга радона от обычных данных мониторингов другого типа (фиксированных, численных величин, например, электросо-

противления, сейсмической активности и т. д.) состоит в том, что регистрируется не просто величина ОАР в данной точке в данное время, а изменение ОАР во времени. В этом случае по поведению ОАР во времени можно судить об изменении напряженно-деформированного состояния среды (сжатие или растяжение). Наблюдаемое время подготовки землетрясения вполне достаточно, чтобы определить характер поведения ОАР и, соответственно, характер деформации литосферного блока (растяжение или сжатие). Таким образом, осуществляется непрерывный контроль за изменением напряженно-деформированного состояния среды при подготовке тектонического землетрясения. Указанные изменения наглядно наблюдаются на кривых ОАР (рис. 2 и рис. 3), полученных по данным мониторинга [King Chi-Yu et al., 1991].

Оптимальное (предельное) количество станций радонового мониторинга, которое необходимо для контроля исследуемой области, можно определить, исходя из размеров области подготовки тектонических событий. Это область радиусом 40 км для землетрясений с магнитудой около 4, радиусом 50 км для землетрясений с $M \geq 5$ и радиусом около 50 км и более для землетрясений с $M \geq 6$. Таким образом, для контроля состояния литосферного блока размером 100 на 200 км при контроле сейсмического события с магнитудой 4 достаточно 10–12 станций радонового мониторинга. Для контроля событий с минимальной магнитудой равной или более 5 достаточно 6–8 станций для полигона размером 100 на 200 км. При сложном геологическом строении исследуемой области количество станций, вероятно, необходимо будет увеличить. Обязательным условием возникновения тектонического землетрясения является наличие необходимого напряжения в земной коре, которое вызывается деформированием литологического блока или литологической плиты. Достаточным условием можно считать появление некоторой внешней силы, которая спровоцирует сброс напряжения.

Предлагается методика комплексирования измерений радонового мониторинга и производной скорости вращения массива условно названа – **геодинамический мониторинг (ГДМ)**, который может использоваться для решения проблем краткосрочного и среднесрочного прогноза тектонических землетрясений при минимальном использовании данных сейсмического мониторинга для оперативного решения задач прогноза.

Преимущества геодинамического мониторинга перед сейсмическим мониторингом состоит в следующем: а) монитор радона размещен непосредственно в исследуемом блоке горных пород, что существенно повышает соотношение сигнал-шум при регистрации данных; б) сигнал радонового мониторинга позволяет судить о динамике напряженно-деформируемого состояния блока горных пород (сжатие-растяжение); в) скорость процессов динамики горных пород при подготовке землетрясения относительно невелика, что позволяет обрабатывать сигналы мониторинга в режиме реального времени.

Краткосрочный прогноз особенно крупных землетрясений целиком основан на использовании мониторинга вращения Земли: существенные «триггерующие функции» (вариации вращения Земли) сбрасывают накопленные напряжения на всей поверхности Земли, вызывая при этом крупные землетрясения. Поэтому предупреждение о крупных землетрясениях должно формироваться на основе мониторинга вариаций неоднородности вращения Земли [Уткин и др., 2012].

Литература

1. Уткин В.И., Юрков А.К. Радон и проблема тектонических землетрясений // Вулканонология и сейсмология, 1997а, №4, с.84-92
2. Уткин В.И., Юрков А.К. Отражение сейсмических событий в поле эксхалации радона // Геофизика, М.: ЕАГО, №6, 1997б, с.50-56
3. Уткин В.И., Юрков А.К., Козлова И.А. Радон как индикатор напряженного состояния массива. / Кн. Мельниковские чтения. Пермь: Горный институт УрО РАН, 1999, с. 79-82
4. Уткин В.И. Пространственно-временной мониторинг радона и проблема среднесрочного прогноза тектонических землетрясений // Уральский геофизический вестник, №1, Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2000, с.101-106
5. Уткин В.И., Мамыров Э., Кан М.В., Кривашев С.В., Юрков А.К., Косякин И.И., Шишканов А.Н. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане. // Физика Земли, 2006, №9. С.145-155.
6. Уткин В.И., Юрков А.К., Цурко И.А. Вариации неравномерного вращения Земли как триггирующий фактор сейсмичности планеты // Геология и геофизика Юга России. №1. 2012. С.3-13.
7. King Chi-Yu, Walkingstick C., Basler D. Field studies of radon in rocks, soil and water. / Gunderson L. and Wanty R. editors / U.S. Geological survey bulletin: 1991, pp. 77-133.
8. Outkin V.V., Kozlova I.F. Massif straining condition dynamics reflection in radon field // XXV General Assembly EGS, Nica, France, 2000, p.1356-1358.
9. Outkin V.I., Yurkov A.K., Klimshin A.V., Kozlova I.A. Geodynamic monitoring in real times// AGU, Institute of Geophysics of Ural's Branch of RAS. Yekaterinburg, 2011.#1203407.

RADON MONITORING AS INDICATOR OF POSSIBLE TECTONIC EVENT

**V.I. Outkin, Corr. Member of RAS, I. A. Kozlova, Sc. Candidate (Geol.),
A. K. Yurkov, Sc. Candidate (Geol.), e-mail: voutkin@mail.ru**

Results of investigations of radon behavior (radon volume activity – RVA), exhaled from massive are described. Radon migration and its exhalation are depending from porosity, permeability and rock jointing (fracture porosity) of massive. Rapid change of massive strength and elastic stresses relieving caused by extrinsic forces (earthquake) happens at specific changes in massive structure as under both compression and dilatation.

Keywords: radon volume activity (RVA), dynamics of RVA, critical state of massive, extrinsic impact, relieving of stresses, earthquake.

УДК 546.59 (234.9)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

© 2012 Р. М. Багатаев¹, д.г.-м.н., М. Г. Бергер², д.г.-м.н., проф.

¹ Управление по недропользованию по Республике Дагестан Роснедра
Минприроды России, Россия, 367015, г. Махачкала, ул. М. Ярагского, 93а.
e-mail: dagnedra@yandex.ru

² Международный инновационный научно-технологический центр «Устойчивое
развитие горных территорий»; Центр геофизических исследований ВНЦ РАН
и РСО-А, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а.
e-mail: berger7@rambler.ru

Рассматриваются особенности минералогии и геохимии золотоносных рудопроявлений Куруш-Мазинского рудного узла (юго-восточная часть Горного Дагестана).

Ключевые слова: Горный Дагестан, Куруш-Мазинский рудный узел, черносланцевая формация, золото-полиметаллические рудопроявления, минералого-геохимические особенности рудопроявлений, околорудные изменения.

Введение

Горный Дагестан входит в состав восточной части мегантиклинория Большого Кавказа, особенности формирования, геологическое строение и металлогения которого являются предметом многолетних дискуссий [Шолпо, 1978; Геология и полезные ископаемые..., 1987; Скрипченко, Пруцкий, 2005; Большой Кавказ..., 2007; и др.].

По современным представлениям, складчатая структура Большого Кавказа считается сформированной в результате интенсивного глубинного тангенциального сжатия, вызванного, главным образом, продвижением к северу относительно жесткого Черноморско-Закавказского массива и поддвиганием его под Большой Кавказ. При этом отмечаются характерные для последнего асимметричность склонов, различия по ширине и, что особенно важно, существенные изменения (наряду с элементами сходства) геолого-структурных особенностей его восточного, центрального и западного сегментов [Геология и полезные ископаемые..., 1987; и др.]. Существенно различными являются особенности геологического строения Большого Кавказа и отдельных его сегментов и в субмеридиональном направлении.

Включающий Горный Дагестан восточный сегмент Большого Кавказа, или Восточный Кавказ, характеризуется складчато-разрывной тектоникой, обусловленной этим же тангенциальным сжатием. Здесь развиты направленные к югу крупные тектонические покровы, которые рассматриваются как результат действия механизма горизонтальных сжимающих усилий.

По данным многочисленных геологических исследований, в пределах Горного Дагестана выделяются две структурно-геоморфологические области (и соответ-

ствующие им литолого-формационные зоны), называемые Сланцевым Дагестаном и Известняковым Дагестаном [Ажгирей и др., 1976; Физическая..., 1996; и др.].

Наиболее ранние находки золота на юго-восточном окончании Горного Дагестана в сланцевой области принадлежат К.И. Богдановичу (1902 г.), а затем – В.П. Ренгартену (1927 г.). В результате последующих геологических исследований этой до сих пор слабо изученной горной территории сведения о коренной золотоносности были получены попутно в процессе выполнения различных геолого-съемочных работ, а также при поисках и разведке цветных металлов.

Золотоносность в Горном Дагестане устанавливается в области, сложенной терригенными и вулканогенно-терригенными черносланцевыми формациями [Блюман, 1988; Халифа-Заде, Магомедов, 1982; Пруцкий, Рудянов, Энна, 2006; Петров и др., 2007; Константинов, 2008]. В последние годы проводятся геологические исследования по выявлению крупнообъемного золотого оруденения в этих отложениях. В результате полевых работ, анализа и обработки собранных материалов и обобщения имевшихся ранее сведений в данной области, проведенных ОАО «Севкавгеология», ГУП РЦ «Дагестангеомониторинг», ФГУП «ЦНИГРИ» по заказу Дагестаннедра, получены новые данные об условиях формирования, геолого-структурных особенностях локализации, вещественном составе и геохимии минералов золото-сульфидного оруденения черносланцевых формаций Горного Дагестана.

Основные черты металлогении Горного Дагестана

В соответствии с общими сведениями о металлогении Большого Кавказа, в пределах Горного Дагестана прослеживаются Приводораздельная и Самур-Белореченская металлогенические зоны. При этом выделяются следующие рудные районы и другие таксоны [Колчеданные месторождения..., 1973; Черницын, 1977].

1. Белокано-Аварский рудный район, включающий Мушлак-Химрикий, Филзчай-Мачхалорский и Диндичай-Курдульский рудные узлы, а также отдельные месторождения и ряд перспективных участков с множеством рудопроявлений.

2. Ахтычай-Самурский рудный район, включающий Хнов-Борчинский и Куруш-Мазинский рудные узлы.

3. Южно-Дагестанский ртутнорудный район, включающий Микрах-Хпекский рудный узел.

В то же время, существенные отличия геолого-структурных условий локализации, морфологических черт, минералогического состава и структурно-текстурных особенностей полиметаллических руд различных участков Горного Дагестана и Северной Осетии не дают достаточных оснований для однозначного заключения о распространении Казбекского диабазового пояса и Самур-Белореченской металлогенической зоны (Садонский тип полиметаллического оруденения) на территории Горного Дагестана.

С учетом этого, Приводораздельная металлогеническая зона шириной 5-25 км в пределах Горного Дагестана объединяет территорию и все формационные типы оруденения, ранее относимые к двум металлогеническим зонам. Она протягивается с юго-востока на северо-запад до Транскавказского поперечного сбросо-сдвига (восточная граница Осетинского поднятого блока). В ее пределах устанавливается колчеданное оруденение двух стратиграфических уровней – верхнетарско-нижнеааленское и верхнеааленское (медное, иногда с кобальтом) и полиметаллическое, а также золотое оруденение, относящееся к черносланцевому (терригенно-углеро-

дистому) формационному типу с золото-полиметаллическим (золото-сульфидным) составом руд. Формирование этой зоны завершилось магматизмом, представленным интрузивными (гипабиссальными) дайками и силлами Кахетинского диабазового пояса.

Считается, что жильное оруденение цветных металлов является продуктом регенерации и переотложения массивных, будинированных колчеданных руд в связи с формированием дайкового пояса. В этой мобильной долгоживущей зоне проявляются признаки крупнообъемного оруденения золота, локализованного в секущие линейные штокверки, согласные и комбинированные (согласно-секущие) трещинные рудоносные зоны.

По результатам анализа фаций и закономерностей вариации суммарных мощностей ниже-среднеюрских отложений (тоар, аален) в регионе выделяются рифтогенные структуры как общекавказской, так и субмеридиональной ориентировки. Последние имеют важное значение в локализации и масштабах проявления золото-сульфидного оруденения и позволяют объединить в региональном структурном плане перспективные площади Горного Дагестана, проследить общность особенностей их геолого-структурной локализации с известными крупномасштабными золоторудными месторождениями Средней Азии.

При структурно-формационном и металлогеническом анализе в регионе выделен ряд рудных формаций, которые характеризуются как колчеданно-медно-полиметаллическая золотосодержащая, колчеданно-медно-пирротиновая, жильная кварц-карбонат-халькопирит-пирротин-полиметаллическая.

По современному состоянию геологической изученности эндогенного оруденения Горного Дагестана наиболее интересными и перспективными на обнаружение крупнообъемного золотого оруденения представляются Филизчай-Мачхалорский, Хнов-Борчинский и Куруш-Мазинский рудные узлы с золотосодержащей минерализацией цветных металлов в терригенно-флишоидных формациях тоара и аалена, где преимущественно в пределах дайкового пояса выявлены рудные проявления сульфидно-кварцевого состава, содержащие золото до 8 г/т.

Проводимые с 2007 г. целевые геологические исследования, включая полевые работы, по выявлению крупнообъемного оруденения золото-терригенно-углеродистой формации сосредоточены на Куруш-Мазинском рудном узле в юго-восточной части Горного Дагестана. Данный рудный узел выделяется в пределах Ахтычай-Самурского рудного района, приуроченного к фронтальной части Закавказской плиты (в проекции), охватывая зону поддвига антиклинория Главного хребта под антиклинорий Бокового хребта (Хновский разлом и др.). Характерной особенностью рудного района является широкий ареал преимущественно жильных медно-полиметаллических рудопроявлений в висячем, отчасти – лежащем боку поддвига (надвига) и «линейная» структура полиметаллических геохимических ореолов. В лежащем (южном) боку поддвига жильные рудопроявления единичны, вмещающие породы значительно больше пиритизированы, по вторичным ореолам рассеивания преобладают геохимические ореолы меди, марганца, бария и здесь же расположено медно-колчеданное месторождение Кизил Дере [Маркус, 2011].

Кроме Куруш-Мазинского рудного узла, в пределах Ахтычай-Самурского рудного района выделяются Хнов-Борчинский медно-полиметаллический рудный узел и ряд перспективных участков. По северной периферии рудного района на крайнем северо-западе в зоне Ахвай-Хадумской меридиональной ступени с конседимента-

ционными разломами и в створе с Диндичайским глубинным разломом выделяется Дюльтычайское потенциально золоторудное поле. Восточнее известно Ихрекское рудное поле полиметаллической минерализации с убогим оруденением в гидротермально проработанных зонах дробления. Юго-восточнее, в междуречье Самура и Ахтычая локализовано Хал-Тукеркильское полиметаллическое рудное поле, которое тяготеет к субширотной зоне Курукальского разлома глубокого заложения. Оно представлено окварцованными брекчиями с прожилково-вкрапленными рудами в тектонических зонах дробления северо-восточной и северо-западной ориентировки и продолжает к северо-западу Куруш-Мазинский рудный узел, составляя фрагмент северной полосы полиметаллических проявлений и геохимических ореолов [Маркус, 2011].

Геолого-структурная позиция и особенности строения Куруш-Мазинского рудного узла

Эпизодически проводившиеся ранее в пределах Куруш-Мазинского рудного узла поисковые работы на жильное полиметаллическое оруденение в силу ограниченности объемов этих работ не могли привести к каким-либо заметным результатам. При этом геологические исследования в основном касались одних и тех же рудопроявлений, обнаженных в долинах притоков реки Чехичай, а золото определялось далеко не во всех пробах (С.М. Рыпинский и др., 1966; Н.Т. Романов и др., 1978).

Куруш-Мазинский рудный узел расположен на юго-восточном окончании Приводораздельной металлогенической зоны Большого Кавказа, занимает площадь 160 км², сложен преимущественно отложениями тоар-ааленского терригенного комплекса, содержащими дайки восточного окончания Кахетинского диабазового пояса, а также множество жил и зон кварц-пирит-полиметаллического состава. На его площади известен ряд участков (Сельдынские, Скалистый, Сумрайкамский, Мукеркамский, Перевальный, Вахчахчайский, Ихирский и др.) с различными рудопроявлениями цветных металлов, содержащими золото. Все они остаются пока малоизученными.

В геолого-структурном плане Куруш-Мазинский рудный узел находится в области пересечения двух систем глубинных разломов общекавказской и субмеридиональной ориентировки [Багатаев и др., 2003; Маркус, 1986]. Первые объединяют серию прослеживаемых в чехле долгоживущих продольных тектонических разломов, таких как Хновский, Ахтычайский, Даличайский и др. Ахтычайский разлом рассматривается как конседиментационный, проходящий вблизи осевой части рифта, а два других считаются сформированными в период складкообразования и последующего гипабиссального интрузивного магматизма, а также процессов регенерации первичных колчеданных руд.

Большинство разломов общекавказского простирания сопровождаются интенсивными складчатыми деформациями, сериями даек, гидротермальной проработкой пород, локализуют медно-колчеданное и полиметаллическое оруденение. В связи с ними выделяются линейно протяженные трещиновато-дробленные секущие зоны, содержащие золото-колчеданно-полиметаллическую минерализацию в дайках основного состава и переслаивающихся (в различных сочетаниях) вмещающих аргиллитовых, алевролитовых и песчаных породах нижнего аалена и верхнего тоара. В последних отмечаются горизонты локального перемыва с образова-

нием конгломератов и гравелитов, содержащих различную по петрографическому составу гальку местного материала, реже мономинерально кварцевую. Характерно развитие палеооползней (особенно в пачках песчаников верхнего тоара (?)), свидетельствующих об активной сейсμοдинатике в ходе осадконакопления и на последующем этапе и связанных с этим структурных деформациях, в значительной мере конседиментационных. Выделяются также горизонты углеродистых сланцев (аргиллитов), которые в ряде тектонических зон милонитизированы.

Субмеридиональные разломы выявлены по косвенным признакам – резкому сокращению мощностей отложений, серии кулисообразных конседиментационных брахиантиклинальных поднятий субкаспийского простираия со стратиграфическими и угловыми несогласиями в юрских и меловых отложениях Шахдаг-Параулозенской зоны, а также отчетливыми признаками отмеченной выше субмеридиональной рифтогенной структуры. Восточнее параллельно ей расположены Западная и Восточная линейно-кулисообразные брахиантиклинальные зоны, образующие в комплексе сравнительно стабильное краевое поднятие относительно юрско-мелового (западное) и современного каспийского (восточное) морских бассейнов с более интенсивным погружением блоков. К югу в Азербайджане на продолжении краевого поднятия выделяется Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие. Шахдаг-Параулозенская структура сопровождается серией мелких секущих жильных ртутных проявлений и месторождений (Каладжухское, Микрахское, Хпекское, Гепцайское, Казардикамское и др.).

В геохимических полях Куруш-Мазинский рудный узел выделяется группой сближенных геохимических аномалий зонального строения полиметаллического состава с сурьмой и мышьяком, медно-полиметаллического состава с молибденом, вольфрамом и оловом, шлиховыми ореолами сульфидов.

На площади рудного узла выделяются две параллельно расположенные линейные антиклинальные складки сложного строения, к осевым частям которых приурочены цепочки жильных рудопроявлений полиметаллического состава. К южной (Мукеркамской) антиклинали приурочены Перевальное, Скалистое, Рагданчайское, Вахчагчайское, Сельдынское и др., а к северной (Ихирской) – Джиг-Джигские, Ихирские и Сельдынское Северное рудопроявления. В соответствии с их размещением Н.Т. Романов и Ю.Я. Черненко (1979) выделили 6 зон, содержащих золото в количестве 0,1-9 г/т и серебро 0,1-83 г/т.

В 2007-2009 гг. на некоторых перспективных площадях Горного Дагестана проведены работы по оценке ресурсного потенциала благородных и цветных металлов терригенных и вулканогенно-терригенных комплексов. При этом в пределах Мукеркамской антиклинали исследованы части выделенных предыдущими работами зон, содержащие золото в количестве более 0,5 г/т.

На площади юго-восточной части данной складчатой структуры линейно вытянутые секущие рудоносные зоны перекрыты четвертичными отложениями, контурами которых сразу следуют обнажения рудоносных зон в долинах ручьев Скалистый, Рагданчай и др. с соответствующими названиями рудопроявлений.

Таким образом, к началу поисковых работ на крупнообъемное орудование золота (2010 г.) известные в пределах Куруш-Мазинского рудного узла однотипные по структурному положению, условиям залегания, морфологии единые рудоносные зоны оказались относительно более изученными на отдельных рудопрояв-

ниях. Проведенные здесь в последние 2-3 года работы позволили уточнить геолого-структурные особенности, условия формирования и локализации золотоносного оруденения Мукеркамской антиклинали.

Данная антиклиналь имеет северо-западную ориентировку и «двугорбый» свод – синклинальная складка разделяет его на два ядра. Характерной особенностью антиклинальной структуры является ее асимметрия (как и осложняющих складок). Северные крылья антиклинальных складок более крутые (азимут падения 10-30°, угол падения 65-85°), а южные более пологие (азимут 190-240°, угол 40-65°). В целом складка погружается к юго-востоку. При этом крылья структуры осложнены мелкими линейными зонами смятия и дробления, образующимися при межформационном проскальзывании пластов, сопровождающем формирование складчатых структур при боковом стрессе. Одновременно в своде и крыльях северо-восточного ядра антиклинали образуется система кулисообразно расположенных продольных сбросо-сдвиговых нарушений, оперяющих по падению разрывную зону сочленения ее со структурой Бокового хребта. В сводовой части складки образуются также пологие срывы и зоны трещиноватости. В этих системах тектонических нарушений весьма неравномерно локализовано золото-полиметаллическое оруденение в ассоциации с кварцем и карбонатами (рис. 1).

Рудоносные зоны обнажены в долинах ручьев и вскрыты расчистками, канавами и скважинами. Тяготея к присводовой части северо-восточного ядра Мукеркамской антиклинали, они локализуются, в основном, вдоль продольно вытянутых штокверков, связанных с трещинами юго-западного падения, а также в локальных участках межформационного смятия и мелкой трещиноватости вмещающих пород.

Минералого-геохимические особенности рудопроявлений Куруш-Мазинского рудного узла

Проведенные в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) аналитические исследования образцов руд и горных пород различных участков Куруш-Мазинского рудного узла включали методы оптической и электронной микроскопии, рентгеновский фазовый анализ, количественный и полуколичественный спектральный анализ, атомно-абсорбционный и микрозондовый анализ (микрозонд «Camebax-micro»). Изучение форм нахождения золота в рудах проводилось методом сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа (Аналитический центр Института геохимии СО РАН, г. Иркутск).

Изучение прозрачных шлифов и фазовый рентгеновский анализ гидротермально измененных пород из минерализованных зон показали, что они в основном состоят из кварца, слюды (серицит), карбонатов и пирита и их можно отнести к метасоматитам типа березитов (табл. 1) [Плющев, Шатов, 1985].

По результатам проведенных аналитических исследований, руды Куруш-Мазинского рудного узла содержат золото и серебро и в основном сложены пиритом, галенитом, сфалеритом, а также включают халькопирит, арсенопирит, пирротин, вюртцит, марказит, гематит, лимонит и блеклую руду. Нерудные минералы представлены кварцем и карбонатами. В окисленных местах рудопроявлений установлены гипергенные минералы: гидроксиды железа, ярозит, малахит, азурит, каолинит. В целом, минеральный состав руд Куруш-Мазинского рудного узла характеризуется небольшим разнообразием. Более углубленные исследования проведены в отношении самородного золота и серебра.

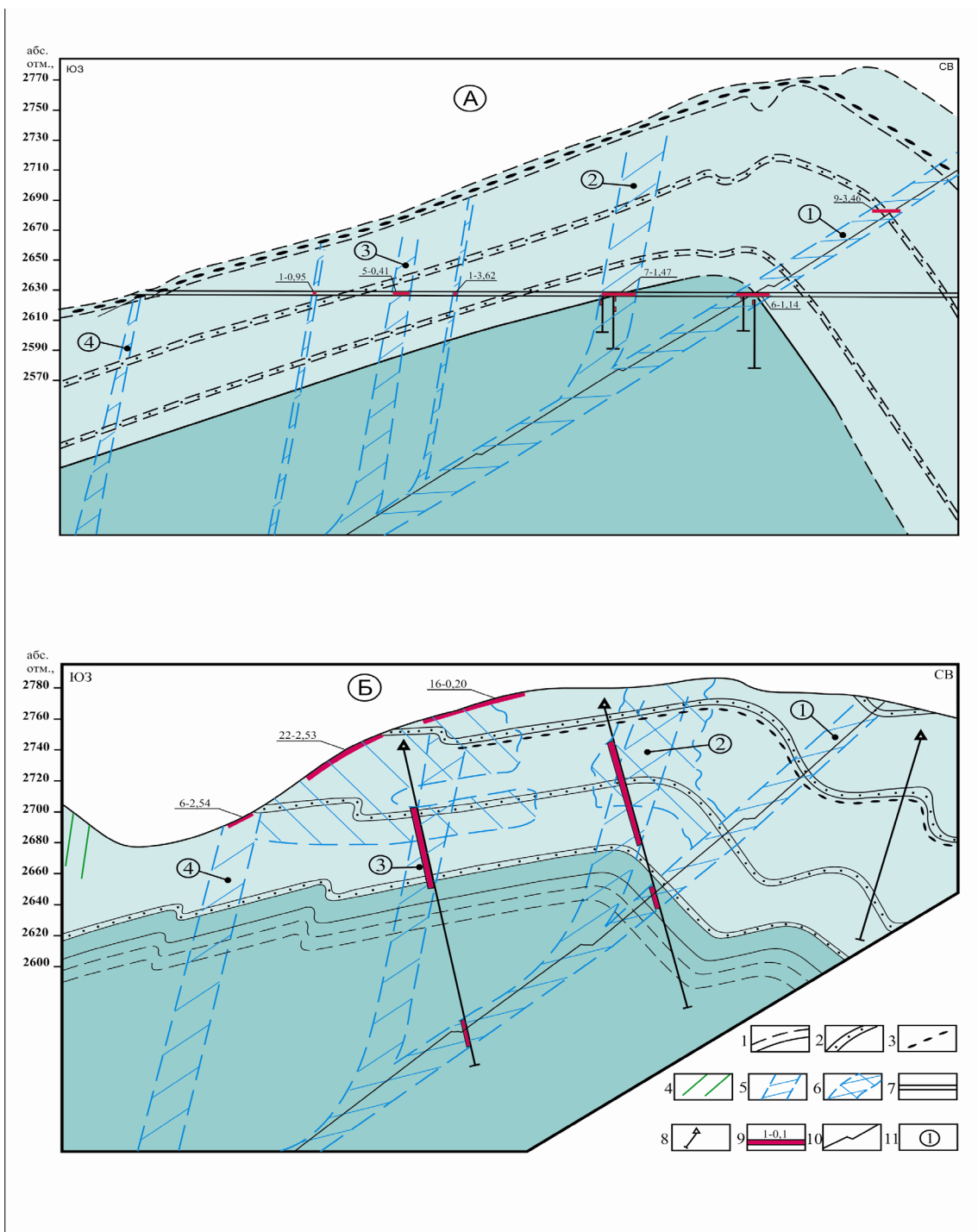


Рис. 1. Геологические разрезы Музеркамского (А) и Перевального (Б) участков Куруш-Мазинского рудного узла

Условные обозначения: 1 – аргиллиты; 2 – аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников; 3 – конгломераты; 4 – малые интрузии (диабазы); 5 – секущие линейно вытянутые зоны нарушения пород с весьма неравномерной локализацией золотоносных рудопроявлений; 6 – согласные и комбинированные рудоносные зоны; 7 – поисковые каналы и расчистки; 8 – керновые скважины; 9 – рудные интервалы по данным опробования поверхностных выработок, пробирного анализа золота (первое число – длина рудного интервала, второе число – содержание), геологической документации керна и анализа его проб золото-спектрометрическим методом; 10 – сбросо-сдвиговое нарушение; 11 – номера секущих рудоносных зон.

Таблица 1

Состав гидротермально измененных пород

Участок	Проба	Минеральный состав (основные фазы)
Перевальный	Брекчированные аргиллиты с пирит-кварцевыми прожилками	Кварц, слюда, кальцит, пирит; примесь галенита, сидерита, следы хлорита
	Брекчированные аргиллиты с пирит-кварцевыми прожилками	Кварц, пирит, слюда, каолинит; второстепенные – галенит, сидерит, следы хлорита
Рагданчай	Метасоматит по диабазу	Кварц, слюда мусковитового типа, анкерит, пирит, реликты плагиоклаза
Сельды-Север	Метасоматит с сульфидами (частично окисленный)	Кварц, слюда мусковитового типа, пирит, карбонат, примесь ярозита и анатаза, калиевый полевой шпат, следы хлорита, каолинита и смектита

Золото в основном связано с сульфидами, находится в субмикроскопическом виде и невидимо в световых микроскопах. Крайне редко оно образует микронные выделения в кварцевом цементе брекчированных пород совместно с пиритом, халькопиритом и сфалеритом, а также галенитом, присутствующем в интерстициях мелких друз кварца. Сцинтилляционным атомно-эмиссионным анализом установлено, что доля частиц золота размером менее 2 мкм составляет более 90%.

Золото в значимых количествах установлено в пробах брекчированных пород или пород, содержащих прожилково-вкрапленную полиметаллическую минерализацию. Устанавливается высокий коэффициент корреляции золота (0,7-0,8) с мышьяком и серебром.

Учитывая значимую корреляционную связь золота с мышьяком, более детально изучена проба из участка Мукеркам, в которой установлены высокие содержания золота (16,4 г/т) и мышьяка (1,73%). В ходе исследований на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсной приставкой Kevex установлены мелкие (5-8 мкм) частицы золота пластинчатой и пленочной формы, а также арсенопирит двух разновидностей: удлиненно призматический (12 мкм по длинной оси) и в виде тонкозернистого агрегата неправильной формы размером до 14 мкм. Последняя разновидность была установлена в виде включений в жильном кварце, удлиненно призматический арсенопирит – в виде вкрапленности в гидротермально измененной вмещающей породе. Частицы самородного золота и арсенопирита диагностированы по их составу, определенному на энергодисперсной приставке Kevex.

Таким образом, проведенные минералогические и геохимические исследования показали, что наиболее тесные корреляционные связи золота с мышьяком определяются его ассоциацией с арсенопиритом. Это позволяет использовать геохимические ореолы мышьяка в качестве надежного поискового признака коренного

золотого оруденения. В контурах таких ореолов золотая минерализация пространственно связана с зонами дробления и рассланцевания пород, в которых проявлена полиметаллическая минерализация.

Серебро определяется в блеклой руде, галените и реже в других рудных минералах, его среднее содержание 15-17 г/т. Для серебра более тесные корреляционные связи устанавливаются, кроме золота, с сурьмой и медью (0,5-0,7). Это связано с тем, что основным минералом-носителем серебра в рудах является сурьмяная блеклая руда (фрейбергит).

Формы нахождения золота и размеры частиц самородных металлов. С помощью сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа на Au и Ag установлено, что практически все частицы самородного золота в пробах характеризуются размерами в основном в интервале 2-6 мкм. В пробах с повышенными содержаниями золота устанавливаются более крупные его частицы (фракции 6-10 и 10-16 мкм). Мельчайший размер частиц самородного золота не позволил выделить его для проведения микросондового анализа. Сцинтилляционный анализ позволяет определять содержание золота в порошке проб по количеству и объему его частиц, размер которых превышает 2 мкм. Поэтому установленные этим методом содержания золота являются заниженными, по отношению к данным атомно-абсорбционного и золото-спектрометрического анализа.

Полученные по различным методикам результаты определения серебра в одних и тех же пробах хорошо повторяют друг друга. В выделенных мономинеральных пробах пирита и галенита серебра оказывается больше, например, в пробе пирита участка Мукеркам. Распределение серебряных частиц по размерам тоже вполне логично; с увеличением содержания Ag доля крупных частиц растёт, достигая 50-80%. Так как в некоторых пробах были установлены большие содержания серебра, пробы повторно анализировались при разбавлении в 5 раз материалом стандартного образца СГ-2 (гранит). Анализ разбавленных проб подтвердил установленные содержания серебра в пиритах.

Таким образом, проведенное изучение форм нахождения золота и размеров частиц самородных металлов в рудах с помощью сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа, а также исследование тонкодисперсного золота на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсной приставкой Kevex позволили установить, что основная форма нахождения золота в рудах – самородная, представленная тонкодисперсными фракциями. В количественном отношении среди установленных частиц преобладает фракция 2-6 мкм, в некоторых пробах отмечается незначительное количество частиц размером 6-10 мкм, еще реже частицы более крупных фракций. Исключение составляет одна проба, в которой преобладает фракция 6-10 мкм (70–77%) и в ней установлены наиболее высокие содержания золота – 16,4 г/т, а при изучении препаратов из этой пробы на электронном сканирующем микроскопе с энергодисперсной приставкой Kevex установлены тонкие (5-8 мкм) частицы золота пластинчатой и пленочной формы. Две частицы золота пластинчатой формы и размером 8 и 15 мкм установлены этим же методом и в препаратах из пробы участка Перевальный.

Анализ с помощью сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа мономинеральных фракций пирита и галенита показал, что в пирите золото присутствует в больших количествах, чем в галените, и оно представлено более крупными фракциями.

Пирит представлен тремя генерациями. Пирит-1 – в основном наблюдается рассеянной вкрапленностью, изредка образует гнёзда и желваки во вмещающих сланцах; пирит-2 – в своей основе имеет наложенный на пирит-1 характер, в ряде случаев он встречается в сочетании с халькопиритом и сфалеритом даже в составе микроскопических гнёзд; пирит-3 – встречается в метасоматически измененных породах и в кварцевых прожилках.

Проведенные микрозондовые исследования пирита показали примесь As при максимальном содержании 1,77 мас. %. Среднее содержание по 69 анализам составило 0,21 мас. %. Характерно, что повышенные содержания мышьяка в пиритах наблюдаются в рудных пробах с повышенными содержаниями золота, серебра и сурьмы. Установлено присутствие Ni в качестве небольшой примеси в пиритах из двух проб, где её содержание достигает 0,27 мас. %, при среднем содержании по 13 анализам 0,12 мас. %. В пиритах из остальных проб Ni либо не фиксировался вообще, либо его содержания находились вблизи пределов обнаружения (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав пиритов

№ п.п.	Fe	Co	As	S	Sb	Ni	Cu	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	46,10	0,00	0,82	53,05	0,00	0,01	0,00	99,98
2	46,55	0,02	0,00	53,04	0,02	0,00	0,22	99,84
3	46,65	0,00	0,47	52,76	0,00	0,00	0,00	99,88
4	46,76	0,01	0,39	52,68	0,00	0,01	0,00	99,85
5	46,79	0,00	0,21	52,53	0,00	0,00	0,04	99,57
6	46,87	0,02	0,19	52,87	0,01	0,00	0,00	99,97
7	46,43	0,00	1,33	51,85	0,01	0,02	0,00	99,63
8	46,56	0,02	0,00	53,09	0,00	0,01	0,01	99,69
9	46,68	0,00	0,00	53,08	0,00	0,00	0,00	99,76
10	46,83	0,00	0,00	53,36	0,00	0,02	0,00	100,21
11	47,06	0,05	0,00	53,66	0,00	0,02	0,01	100,79
12	46,97	0,03	0,04	52,69	0,00	0,01	0,00	99,73
13	45,88	0,00	0,63	52,18	0,00	0,05	0,00	98,74
14	45,89	0,02	0,75	52,37	0,00	0,03	0,00	99,06
15	46,05	0,00	1,63	51,92	0,01	0,01	0,00	99,63
16	46,37	0,01	0,00	52,83	0,01	0,01	0,07	99,30
17	46,27	0,00	0,00	53,17	0,00	0,02	0,11	99,57
18	46,13	0,01	1,69	51,00	0,00	0,00	0,00	98,83
19	46,60	0,01	0,00	53,64	0,00	0,00	0,02	100,27
20	45,87	0,01	0,00	53,18	0,00	0,00	0,05	99,11
21	46,47	0,00	0,00	52,49	0,00	0,02	0,00	98,98
22	46,29	0,00	0,11	52,38	0,03	0,02	0,01	98,84
23	46,31	0,00	1,77	51,45	0,00	0,00	0,00	99,54
24	46,50	0,00	1,68	51,59	0,01	0,01	0,00	99,79
25	46,58	0,00	0,00	53,25	0,00	0,00	0,17	100,00
26	46,51	0,00	0,28	52,19	0,02	0,00	0,01	99,01
27	46,66	0,00	0,00	53,79	0,00	0,00	0,00	100,45

28	46,79	0,00	0,18	52,85	0,01	0,00	0,00	99,84
29	46,28	0,00	0,24	52,26	0,00	0,00	0,02	98,80
30	46,30	0,01	0,99	52,02	0,01	0,01	0,01	99,35
31	46,61	0,02	0,65	52,34	0,00	0,01	0,01	99,64
32	46,39	0,02	0,00	53,27	0,00	0,04	0,00	99,72
33	46,37	0,01	0,00	53,61	0,00	0,00	0,01	100,00
34	45,55	0,33	0,11	52,59	0,02	0,22	0,00	98,83
35	46,53	0,03	0,00	53,46	0,00	0,10	0,00	100,12
36	46,48	0,02	0,00	53,27	0,00	0,27	0,00	100,04
37	45,73	0,11	0,00	53,33	0,00	0,07	0,00	98,24
38	45,26	0,00	0,00	53,49	0,00	0,09	0,00	98,85
39	44,96	0,05	0,00	53,89	0,00	0,12	0,00	99,02
40	45,66	0,00	0,00	52,66	0,01	0,06	0,01	98,40
41	46,31	0,02	0,00	52,93	0,00	0,06	0,01	99,33
42	45,52	0,00	0,00	53,79	0,00	0,04	0,01	99,35
43	45,80	0,00	0,00	53,33	0,00	0,00	0,00	93,14
44	46,01	0,01	0,00	53,27	0,00	0,02	0,00	99,31
45	46,04	0,00	0,00	53,10	0,00	0,02	0,00	99,15
46	46,14	0,04	0,00	53,31	0,04	0,14	0,00	99,67
47	45,96	0,05	0,00	53,00	0,03	0,13	0,01	99,17
48	46,08	0,06	0,00	53,37	0,03	0,10	0,01	99,65
49	46,14	0,03	0,00	53,08	0,00	0,05	0,00	99,30
50	46,67	0,02	0,00	53,00	0,04	0,12	0,02	99,87
51	46,67	0,02	0,00	52,69	0,02	0,10	0,01	99,51
52	46,20	0,08	0,00	53,43	0,02	0,07	0,01	99,81
53	46,15	0,05	0,00	53,70	0,05	0,11	0,02	100,08
54	46,15	0,13	0,00	53,15	0,02	0,24	0,06	99,75
55	46,91	0,00	0,00	53,35	0,00	0,00	0,00	100,26
56	46,74	0,01	0,00	53,34	0,04	0,00	0,02	100,15
57	45,83	0,07	0,00	53,33	0,05	0,01	0,01	99,30
58	46,60	0,00	0,00	53,31	0,01	0,02	0,00	99,93
59	46,44	0,00	0,00	53,28	0,00	0,02	0,00	99,74
60	46,32	0,03	0,00	52,95	0,00	0,00	0,00	99,30
61	47,35	0,07	0,00	52,75	0,04	0,09	0,02	100,31
62	46,53	0,09	0,00	52,04	0,06	0,11	0,00	98,83
63	46,85	0,06	0,00	52,77	0,04	0,07	0,02	99,81
64	46,91	0,00	0,00	53,85	0,00	0,00	0,02	100,77
65	46,64	0,00	0,00	53,71	0,00	0,00	0,00	100,35
66	46,56	0,00	0,00	52,83	0,00	0,01	0,06	99,45
67	46,84	0,00	0,00	53,87	0,00	0,00	0,00	100,72
68	47,00	0,00	0,00	53,38	0,01	0,00	0,00	100,39
69	46,67	0,02	0,00	53,32	0,02	0,00	0,02	100,05

Галенит встречается обычно в виде ксеноморфных образований, нередко пре-парирующих дефекты кристаллов нерудных минералов. Часто галенит развивается по пириту, в ряде случаев образует включения в метакристаллах пирита. Иногда галенит развивается по сфалериту.

В исследованных рудных образцах практически не встречено гнёзд галенита, эродированных кварцем и пиритом, – напротив, галенит развивается среди агрегатов и идиобласт указанных минералов, о чём свидетельствуют, в частности, закруглённые вершины кристаллов пирита, контактирующих с галенитом, и слабо закруглённые вершины идиоморфных кристаллов кварца. Однако как единичные встречаются случаи, когда кварц и другие нерудные минералы избирательно развиваются по спайности галенита.

По трещинам спайности галенита в ряде случаев развивается вюртцит. Наряду с этим, обособления сфалерита (вюртцита?), заполняющие трещины в галените, нередко оказываются отороченными регенерационной каймой галенита. Также есть контакты галенита и сфалерита, которые свидетельствуют о наложении галенита на сфалерит.

Галениты характеризуются весьма постоянным составом (табл. 3). Из элементов-примесей было обнаружено только Ag в количестве 1,64 мас. % в пробе участка Перевальный.

Сфалерит представлен ксеноморфными гнёздами клейофана и марматита, нередко содержащими тонкую эмульсиевидную вкрапленность халькопирита – следы распада твёрдых растворов. Корродирующий зёрна пирита, сфалерит заполняет интерстиции между кристаллами пирита, но прорывается жилами кварца, разъедающими как сфалерит, так и пирит.

Нередко коррозия кварцем сфалерита приводит к сохранению его в виде реликтовых гнёзд. Иногда сфалерит служит цементом в брекчированном пирите. Изредка встречаются атоллоидные текстуры, ядро которых сложено сфалеритом, а периферия – кварцем или пиритом.

Сфалерит по своему составу представлен маложелезистой разностью. Содержание Fe варьирует в диапазоне 0,68-8,72 мас. %, при среднем содержании 5,15 мас. % по 29 анализам. Присутствие в количестве десятых долей процента зафиксировано для Cd (табл. 3).

Халькопирит в составе рудной минерализации находится в подчинённом количестве. В ряде случаев по халькопириту наблюдается побежалость, изредка развит ковеллин. Халькопирит встречается как в виде отдельных ксеноморфных гнёзд в кварце, пирите и сфалерите, так и в виде тонкой эмульсиевидной вкрапленности в сфалеритовом базисе, характерной для фигур распада твёрдых растворов.

Часто халькопирит встречается в интерстициальных полостях внутри агрегатов пирита и сфалерита. Иногда халькопирит развивается по пириту, имеющему параллельно-пластинчатую ориентировку трещин и в ряде случаев существенно корродирует пирит. В некоторых случаях с таким халькопиритом соседствует также ксеноморфный галенит, содержащий гнёзда халькопирита, которые приурочены к контакту галенита и сфалерита.

Вюртцит развивается по трещинам в пиритовых зернах, нередко образует «колломорфные» структуры в трещинах пиритного агрегата. В ходе диафореза образует колломорфные агрегаты и в трещинах сфалерита. Вюртцит образует также скорлуповидные агрегаты в ассоциации с пиритом, халькопиритом и галенитом. В случае образования атоллоидных структур вюртцит оторачивает как халькопирит, так и галенит. Изредка наблюдаются идиоморфные (эвгедральные) кристаллы аутигенного вюртцита.

Блеклая руда установлена лишь в рудных пробах, отличающихся повышенными содержаниями золота. Интересным фактом является обнаружение блеклой руды в галените, сформировавшейся, вероятно, близко по времени с галенитом. По химическому составу она соответствует фрейбергиту (Ag-содержащей разности тетраэдрита).

Таблица 3

Химический состав галенита, сфалерита, блеклой руды и халькопирита

№ п.п.	Fe	Cu	Zn	As	S	Pb	Bi	Hg	Ag	Cd	Sb	Сумма
Галенит												
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>
1	0,00	0,04	0,03	0,00	13,21	86,85	0,10	0,01	0,01	0,00	0,00	100,24
2	0,01	0,05	0,03	0,00	13,18	86,86	0,08	0,01	0,03	0,00	0,00	100,24
3	0,01	0,02	0,04	0,00	13,10	86,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,40
4	0,01	0,05	0,05	0,00	13,05	86,33	0,16	0,00	0,03	0,00	0,00	99,68
5	0,00	0,05	0,03	0,00	13,07	86,05	0,11	0,00	0,06	0,00	0,00	99,37
6	0,00	0,05	0,01	0,00	13,02	86,19	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	99,35
7	0,01	0,03	0,04	0,00	13,12	85,92	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	99,15
8	0,04	0,00	0,00	0,00	13,82	85,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,45
9	0,01	0,00	0,00	0,00	12,85	86,13	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	99,07
10	0,00	0,00	0,00	0,00	13,18	86,46	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	99,72
11	0,04	0,04	0,01	0,00	13,46	86,48	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	100,10
12	0,05	0,02	0,03	0,00	13,09	85,94	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	99,25
13	0,01	0,04	0,02	0,00	13,42	86,31	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	99,82
14	0,03	0,03	0,01	0,00	13,36	86,35	0,05	0,01	1,64	0,00	0,00	101,47
15	0,02	0,04	0,03	0,00	13,77	86,14	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,01
16	0,03	0,03	0,04	0,00	13,70	86,68	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	100,55
17	0,01	0,04	0,04	0,00	13,24	86,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,54
18	0,00	0,07	0,07	0,00	13,31	85,81	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	99,35
19	0,01	0,02	0,06	0,00	13,39	85,89	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	99,41
20	0,01	0,06	0,05	0,00	13,44	86,09	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	99,72
21	0,00	0,04	0,06	0,00	13,51	86,25	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	99,96
22	0,00	0,02	0,01	0,00	13,40	86,32	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	99,80
Сфалерит												
23	7,72	1,06	57,65	0,00	33,12	0,00	0,07	0,04	0,02	0,10	0,00	99,78
24	5,99	0,18	60,45	0,00	32,85	0,00	0,00	0,07	0,01	0,09	0,00	99,64
25	7,44	0,30	58,04	0,00	33,84	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	99,70
26	8,26	0,17	57,35	0,00	33,21	0,00	0,01	0,03	0,00	0,11	0,00	99,13
27	8,67	0,09	56,56	0,00	33,01	0,00	0,07	0,02	0,00	0,11	0,00	98,53
28	1,75	0,00	65,15	0,00	33,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	100,01
29	8,65	0,21	56,70	0,00	33,47	0,00	0,00	0,06	0,00	0,08	0,00	99,16

30	8,65	0,03	56,60	0,00	33,22	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	98,60
31	8,72	0,01	57,01	0,00	33,97	0,00	0,06	0,00	0,00	0,10	0,01	100,22
32	8,51	0,04	58,01	0,00	33,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	100,85
33	1,42	0,05	64,17	0,00	33,98	0,00	0,00	0,05	0,00	0,13	0,00	99,80
34	1,40	0,03	64,79	0,00	33,86	0,00	0,00	0,04	0,00	0,12	0,01	100,25
35	0,68	0,03	65,53	0,00	33,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	100,01
36	1,16	0,03	64,27	0,00	33,69	0,00	0,07	0,06	0,00	0,15	0,35	99,77
37	4,39	0,00	61,37	0,00	32,88	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	98,74
38	4,61	0,16	61,87	0,00	32,89	0,00	0,00	0,02	0,00	0,17	0,00	99,72
39	2,85	0,02	63,24	0,00	32,95	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	99,15
40	3,94	0,01	63,31	0,00	32,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	100,05
41	4,55	0,20	61,45	0,00	33,21	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	99,53
42	1,36	0,02	64,67	0,00	33,40	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	99,86
43	1,41	0,03	64,46	0,00	33,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	99,66
44	1,45	0,03	64,23	0,00	33,65	0,00	0,00	0,03	0,00	0,11	0,02	99,52
45	6,36	0,09	59,83	0,00	34,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	100,42
46	3,83	0,03	62,09	0,00	33,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	99,91
47	5,19	0,01	61,11	0,00	33,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	100,28
48	6,27	0,10	59,98	0,00	33,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	99,64
49	7,23	0,09	58,41	0,00	33,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	99,34
50	8,19	1,37	56,98	0,00	33,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	100,41
51	8,59	0,14	57,84	0,00	33,37	0,00	0,00	0,05	0,00	0,08	0,00	100,07
Блеклая руда												
52	3,65	22,70	2,46	0,00	21,98	0,00	0,00	0,12	19,50	0,02	27,23	97,71
53	3,61	23,40	2,55	0,00	22,15	0,05	0,00	0,06	18,80	0,02	27,34	98,06
54	3,63	23,66	2,54	0,00	22,24	0,03	0,00	0,08	18,54	0,05	27,41	98,23
55	3,66	23,36	2,58	0,00	22,11	0,00	0,00	0,05	18,37	0,03	27,61	97,83
56	3,66	23,11	2,56	0,00	22,26	0,00	0,00	0,09	18,29	0,00	27,39	97,41
Халькопирит												
57	30,12	34,73	0,09	0,00	34,66	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	99,66

Флюидные включения, содержащиеся в кварце жильного оруденения участка Сумрайкам, исследованы методами крио- и термометрии (микротермокамера THMSG-600 фирмы «Linkam» с диапазоном измерений $-196 + 600$ °C).

В кварце присутствует множество мелких (10 мкм и менее) двухфазных флюидных включений, содержащих водно-солевой раствор и небольшой пузырь газа, а также однофазные флюидные включения, содержащие водно-солевой раствор и существенно газовые включения. В большинстве случаев они имеют неправильную форму. Первичные включения образуют зоны роста в кристаллах кварца. Вторичные и псевдвторичные флюидные включения располагаются по системам трещин в кварце. Присутствие двухфазных и газовых включений в зонах роста кварца свидетельствует о гетерофазном состоянии рудообразующего флюида (рис. 2).

Двухфазные включения в зонах роста кристаллов кварца при нагревании гомогенизируются в интервале температур 135-100 °С. Разброс температур гомогенизации первичных включений связан с захватом разных порций фаз гетерофазного рудообразующего флюида. Псевдотворичные двухфазные включения гомогенизируются при 100-95 °С. Охлаждение включений до низких температур (– 197 °С) приводит к образованию в них фазы льда и эвтектики. Эвтектика плавится при 23-22 °С, что типично для водно-солевых систем, содержащих хлориды Na и K [+]. Плавление льда происходит в интервале температур –5,3-1,5° С, что соответствует общей концентрации солей 7,8-1,7 мас.% в NaCl эквиваленте. Газовые включения содержат низкоплотную газовую фазу, представленную преимущественно парами воды.

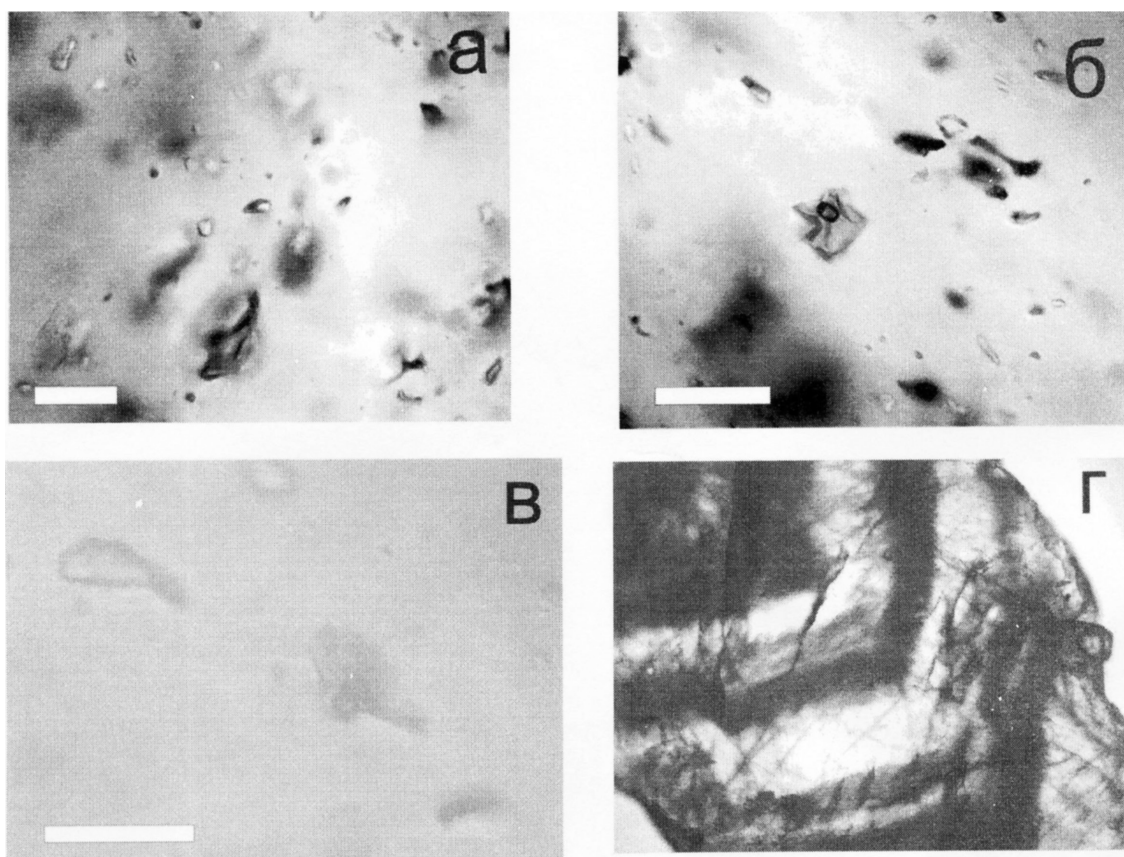


Рис. 2. Включения в кварце. Двухфазные, однофазные и газовые первичные и псевдотворичные флюидные включения (а, б, в), зоны роста кристаллов кварца, трассируемые флюидными включениями (г). Линейка равна 10 мкм.

Таким образом, в формировании кварцевых жил принимали участие гетерофазные низкотемпературные (140-95 °С) хлоридные гидротермальные растворы с низкой и умеренной концентрацией солей.

Литература

1. Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М., Панов Д. И., Седенко С. М. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
2. Багатаев Р. М., Сулейманов А. К., Нечаев Ю. В. и др. Отображение глубинных структур Дагестана в поле тектонической раздробленности литосферы // Вестник отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-информационный журнал. 2003. № 1 (21).
3. Блюман Б. А. Золоторудная «черносланцевая» формация: модель взаимоотношений регионального метаморфизма, гранито- и рудообразования // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 135-141.
4. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю. Г. Леонов. М.: Геос, 2007. 368 с.
5. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Отв. ред. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский. М.: Наука, 1987. 269 с.
6. Колчеданные месторождения Большого Кавказа / Отв. ред. В. И. Смирнов. М.: Недра, 1973. 256 с.
7. Константинов М. М. Литолого-стратиграфический контроль золоторудных месторождений в осадочных толщах // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 92-98.
8. Маркус М. А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Сов. геология. 1986. № 10. С. 63-69.
9. Маркус М. А. К вопросу о золоторудной площади Куруш и не только // Труды ИГ ДНЦ РАН. Вып. 57. Махачкала: Изд-во ООО «ДИНЕМ», 2011. С. 84-87.
10. Петров О. В., Соболев Н. Н. и др. Минерагенические особенности черносланцевых формаций // Региональная геология и металлогения. 2007. № 32. С. 126-133.
11. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
12. Пруцкий Н. И., Рудянов И. Ф., Энна Н. Л. Коренная золотоносность Северо-Кавказского региона. История изучения, основные результаты и рекомендации по направлению дальнейших исследований // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 110-116.
13. Скрипченко Н. С., Пруцкий Н. И. Проблемы геодинамики и металлогении Большого Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 39-51.
14. Физическая география Дагестана / Отв. ред. Б. А. Акаев. М.: Школа, 1996. 382 с.
15. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 274 с.
16. Черницын В. Б. Металлогения Большого Кавказа. М.: Недра, 1977. 191 с.
17. Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF AURIGEROUS ORE OCCURRENCES IN BLACK – SHALE SECTIONS OF MOUNTAINOUS DAGESTAN

R. M. Bagataev¹, Sc. Doctor (Geol.), M. G. Berger², Sc. Doctor (Geol.), prof.

¹Service for the Supervision of Natural Resources on the Republic of Dagestan of Ministry of Natural Resources and Environment of Russia, e-mail: dagnedra@yandex.ru

²International Innovation Scientific-Technological Centre «Sustainable Development of Mountain Territories», Center of Geophysical Investigations of VSC RAS and RNO-A, Vladikavkaz, Russia, e-mail: berger7@rambler.ru

Features of mineralogy and geochemistry of auriferous ore occurrences of Kurush-Mazinskiy ore cluster (South-Eastern part of Dagestan) is considered.

Keywords: Mountainous Dagestan, Kurush-Mazinskiy ore cluster, black – shale sections, mineralogical-geochemical features of ore occurrences, wallrock alteration.

УДК 551.24. 550.34

МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНЕ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО АРДОНСКОГО РАЗЛОМА И НА УЧАСТКЕ ТРАССЫ ГАЗОПРОВОДА ОТ СЕЛ. ДЗУАРИКАУ ДО ГРАНИЦЫ РСО-АЛАНИЯ

© 2012 В. Б. Заалишвили¹, д.ф.-м.н., проф., Н. И. Невская¹, к.г.-м.н.,
Л. Н. Невский¹, Д. А. Мельков¹, к.т.н., А. Г. Шемпелев^{1,2}, к.г.м.н.

¹ Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

² Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие
«Кавказгеолсъемка» (ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), Россия, 357600,
Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Кисловодская 203,
e-mail: shemp@geolog.kmv.ru

Аннотация. В статье рассмотрены основы комплексного мониторинга территории, как единого геологического объекта или их совокупности с особенностями генезиса, строения, состава, физического состояния таких объектов и целым рядом важнейших показателей или характеристик, как тектонические, сейсмические, магнитные и др. Все это предполагает необходимость формирования соответствующих видов мониторинга и отсюда его составляющих элементов.

Предложены основные виды мониторингов, использование которых может позволить адекватно оценивать те или иные характеристики среды исследуемого региона: сейсмомониторинг, мониторинг вариаций электромагнитного поля, перемещений земной коры и др., в той или иной степени коррелируемых с опасными геологическими процессами и определяющими их. Приведены примеры современных систем мониторинга, используемых на Северном Кавказе.

Особая задача заключается, например, в мониторинге не только хорошо выделяемого по многим признакам области хорошо известного Владикавказского разлома, но и определения пространственной ориентации и границ простираения предполагаемого Ардонского разлома. Активный мониторинг должен позволить значительно снизить риск аварий на реальных объектах (застройка урбанизированных территорий, их инфраструктура, ЗарамагЭС, газопровод и т. д.) за счет анализа мониторинга этих процессов.

Ключевые слова: мониторинг, опасные процессы, Кармадонский параметрический полигон, Кавминводский полигон, Ардонский разлом, газопровод, безопасность.

Работы по мониторингу состояния геологической среды в условиях Центрального Кавказа направлены на выявление и прогнозирование активного развития опасных эндогенных и экзогенных геодинамических процессов. Для территории Осетии это, прежде всего, соответственно, землетрясения и оползни. Изучение развития экзогенных процессов может вестись на полигонах вдоль газотранспортных трасс, а сейсмотектоническое районирование, выделение зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) и мониторинг геодинамического состояния геологической среды, в том числе и на прилегающей к полигонам территории. Определенный опыт мониторинга подобных явлений на Кавказе накоплен в процессе 30-летних работ на Кавминводском геофизическом полигоне, Кармадонском параметрическом полигоне и в последние годы в районе города Сочи [Заалишвили и др., 2008; Заалишвили, Дзеранов, Габараев, 2011; Горбатиков, Овсяченко, Рогожин, 2011; Заалишвили, Певнев, Рогожин, 2011; Малофеева, Забирченко, Лаврищев, 2012].

На начальной стадии работ необходимо составление схемы тектонического строения территории Масштаба 1:100000-1:200000, прежде всего, с целью выделения активных разломов. К активным разломам относятся разрывные нарушения, в зоне которых геодинамические процессы происходят в настоящее время или происходили в недалёком прошлом. Признаками жизни разломов могут быть наблюдаемые в их зоне изменения сейсмических, гидрогеодинамических и газгидрогеохимических полей, электромагнитного излучения Земли, а также геодезические перемещения отдельных блоков земной коры.

Работы по мониторингу состояния геологической среды и прогнозированию опасных геологических процессов, в первую очередь, направлены на выделение зон ВОЗ, приуроченных к активным разломам, тяготеющим, в свою очередь, как правило, к зонам глубинных разломов. А газопроводы в Осетии располагаются в зоне предполагаемого Ардонского межглыбового глубинного разлома и пересекают зону Главного Кавказского надвига, крупнейших тектонических структур на Кавказе.

Для выделения на тектонической основе зон ВОЗ необходим сбор сейсмических материалов за предыдущие годы и их классификация. Подготовка сейсмотектонической основы позволит обосновать размещение станций и организацию комплексного мониторинга геодинамического состояния геологической среды, создание и внедрение единой информационно-аналитической системы данных.

Из разнообразия наблюдаемых физических признаков эндогенных процессов и методов контроля над геодинамическим состоянием геологической среды на Северном Кавказе эффективно зарекомендовали себя мониторинг слабых местных землетрясений, мониторинг электромагнитного излучения Земли (ЭМИ) и регистрация с помощью спутниковой геодезии перемещений блоков земной коры.

Эффективность сейсмомониторинга подтверждается, например, картиной, наблюдавшейся в районе Кавминводского полигона в 1985 г. (рис. 1), когда временная активизация Нальчикской зоны разломов сопровождалась несколькими катастрофическими оползнями (район Кисловодского Олимпийского комплекса, посёлок Подкумок на трассе Минводы – Кисловодск, район города Пятигорска и др.). В остальные, более спокойные годы подобных оползневых явлений не наблюдалось (Шемпелев А. Г., 1990 г.).

В связи с активизацией опасных природных процессов на Кавказе и, в частности, неожиданным сходом ледника Колка 20 сентября 2002 года, в конце 2003 года существующая Республиканская сейсмическая сеть наблюдений Центра геофизических исследований была преобразована в сеть комплексных наблюдений «Кармадонский параметрический полигон», включающую сейсмологические, геодинамические и гравиметрические наблюдения. В настоящее время осуществляется совместная обработка данных Кармадонского параметрического и Кавминводского полигонов. Анализ результатов показывает увеличение возможностей сетей за счет совместной обработки данных [Заалишвили и др., 2008].

В 1993-2000 годах в рамках Международной программы WEGENER на территории Северного Кавказа и Предкавказья проводилось изучение перемещений земной коры с помощью спутниковой глобальной позиционной системы GPS. Было выполнено несколько циклов GPS-измерений с целью изучения современной геодинамики Кавказа [Шемпелев, 2000; Шевченко и др., 1999; Becker et al., 1995]. Векторы скорости разнонаправленных горизонтальных смещений согласно измерениям на более двух десятках пунктов наблюдений в пределах Центрального и Восточного Кавказа были невелики и ориентированы осреднённо в юго-восточном направлении. А конкретно для территории Кабардино-Балкарии, Северной Осетии, Ингушетии и Чечни по геологическим данным и GPS-измерениям было подчеркнуто, что породы юрско-мелового возраста нарушены серией чешуйчатых надвигов северного падения, перемещения по которым происходят в южном на-

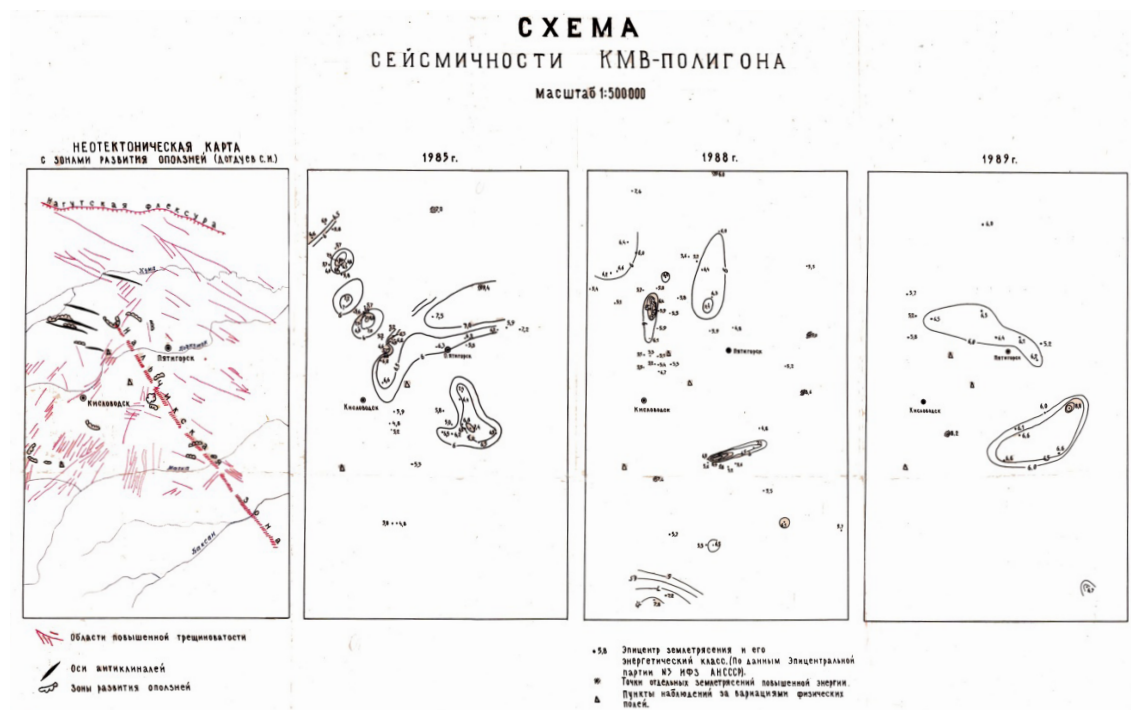


Рис. 1. Схема сейсмичности КМВ-полигона

правлении вверх по восстанию пород [Шевченко и др., 1999]. В частности, в пределах Осетии на станциях Мацута и Одола вдоль Нальчикского сдвига были зафиксированы вертикальные перемещения до 19 мм/год, горизонтальные – до 6 мм/год. Поэтому составление на подготовительном этапе сейсмотектонической основы может позволить разместить сеть реперов в различных стабильных геологических блоках и с помощью Российской глобальной навигационной системы (ГЛОНАСС) обеспечить мониторинг их перемещений.

С целью развития Северо-Кавказской региональной сети стационарных станций наблюдения спутников GPS/ГЛОНАСС в 2008 г. в здании Геофизического центра ВНИИ РАН и РСО-А заложена стационарная станция «Владикавказ» (код станции VLAD). В стационарном режиме станция работает с 2008 г. [Милуков и др., 2009]. Оценки скоростей проводились относительно системы ITRF2005. Для станции VLAD получены следующие значения компонент скоростей: E $25,7 \pm 1,4$, N $14,5 \pm 0,9$, U $-3,6 \pm 2,4$, что соответствует горизонтальному вектору скорости $29,5 \pm 1,4$ мм/год, азимут $60,6$ градусов. Данная величина соответствует, в общем, полю скоростей Северного Кавказа, полученного по данным станций NDCA – быстрое горизонтальное движение в северо-восточном направлении практически с одинаковыми скоростями, около 28 мм/год [Милуков и др., 2009].

Признаки вторичных экзогенных процессов обычно изучаются широким комплексом методов, определяющимся в каждом конкретном случае параметрами и характером оползня.

Таким образом, стадии предлагаемых работ заключаются в следующем.

1. На подготовительном этапе составляется сейсмотектоническая основа и карты экзогенных процессов (оползней) для обоснованного размещения станций наблюдений.

2. Следующий этап: создание полигона и организация мониторинга, в том числе:

2.1. Ревизия локальной сети сейсмических станций и при необходимости выставление дополнительных.

2.2. Расстановка нескольких станций ЭМИ, учитывая радиус влияния очага землетрясения до 150 км.

2.3. Выставление реперов на стабильных геологических блоках и организация мониторинга с использованием ГЛОНАСС.

2.4. Создание сети мониторинга экзогенных процессов на участках развития оползней с использованием гидрогеологических, геофизических и лазерных технологий при учёте метеоусловий.

3. Основной этап:

Мониторинг и оценка сейсмогеодинамического состояния геологической среды и прогноз изменений геодинамического режима. В зависимости от категории степени опасности при необходимости даются рекомендации по усилению комплексных наблюдений на оползневых участках и приведению служб в соответствующую готовность. Периодичность каждого метода наблюдений определяется видом прогноза (долго-, средне- или краткосрочный).

Система мониторинга (СМ) опасных геологических процессов на участке трассы газопровода включает в себя две подсистемы: 1. Систему мониторинга деформации трубопровода. 2. Систему мониторинга опасных геологических процессов.

СМ контролирует участки территории в зоне возможного воздействия опасных геологических процессов, по которой проложен трубопровод. Такие контролируемые участки называются **постами наблюдения**. Пост наблюдения представляет собой совокупность точек контроля в пределах контролируемого участка территории. На территории поста располагаются **точки контроля геологических процессов и точки контроля деформации трубопровода**.

Точка контроля геологических процессов представляет собой скважину или бункер, в которых размещено измерительное оборудование для контроля параметров, характеризующих развитие опасного процесса. **Точка контроля деформации трубопровода** – интеллектуальные вставки или другие измерители деформации. Точки контроля могут быть **автоматизированными и неавтоматизированными**. **Автоматизированные точки контроля** – точки оснащённые оборудованием для стационарных непрерывных наблюдений. Так, например, точка контроля для инструментально-визуальных наблюдений (репер) является неавтоматизированной. Автоматизированные точки контроля располагаются на участках с развивающимися геологическими процессами, весьма опасными для трубопровода. Ранжирование участков по степени опасности производится по результатам инженерно – геологических изысканий.

Каждая из двух подсистем включает в себя следующие основные элементы:

1. Информационно – измерительная сеть (ИИС). Информационно-измерительная сеть представляет собой комплекс технических и программных средств, предназначенных для отбора и первичной обработки измерительных данных о параметрах контролируемых процессов геологической среды и деформации трубопровода.

2. Информационно – управляющая подсистема (ИУП). Информационно – управляющая подсистема – это комплекс технических и программных средств, обеспечивающих сбор, обработку и распределение данных в подсистемах мониторинга и осуществляющих управление работой всех их элементов.

3. Подсистема сбора и передачи данных (ПСПД) Подсистема сбора и передачи данных – это комплекс технических средств и методов сбора информации с постов наблюдений и точек контроля системы мониторинга. Включает в себя линии связи различного типа, мобильные средства (вертолёты, автомашины, вездеходы и т. д.), оснащённые оборудованием для съёма, сбора и передачи информации.

Система мониторинга опасных геологических процессов должна охватить контроль всех основных негативных природных и природно-техногенных геологических процессов, которыми на исследуемой территории являются:

- оползневые;
- сейсмические процессы;
- обвально-осыпные;
- подтопление;
- эрозионные;
- геодинамические процессы (медленные движения по разрывным нарушениям);
- паводки;
- загрязнение подземных вод и грунтов;
- селевые процессы;

Одновременно на участках развития геологических процессов, представляющих наибольшую опасность для трубопровода, осуществляется контроль деформации трубопровода с помощью интеллектуальных вставок или другими методами.

Система мониторинга в процессе функционирования позволяет получить следующие результаты:

- a. Оценку состояния геологической среды в зоне влияния газопровода.
- b. Контроль характера и интенсивности протекания геологических процессов, опасных для сооружений и оборудования газопровода.
- c. Формирование и распределение пользователям информации об опасных геологических процессах для оперативного принятия превентивных решений по охране геологической среды и безопасной эксплуатации газопровода.

Для контроля параметров развития опасных геологических процессов рекомендуется использовать следующие приборы:

1. Глубинный репер (применяется для контроля деформации при оползневых процессах).
2. Комплекс регистрации уровня подземных вод (применяется при контроле подтопления, измерения температуры воды в скважине и атмосферного давления).
3. Приёмник сейсмоакустических колебаний (применяется для обнаружения ранних признаков развития оползневых процессов).
4. Трёхкомпонентный цифровой скважинный акселерометр (применяется для контроля сейсмических процессов).
5. Блок сбора и передачи данных (применяется для сбора и предварительной обработки информации, поступающей с автоматизированных точек контроля поста наблюдений).
6. Комплект дифференциальных GPS-приёмников (применяется для определения изменения координат реперов, размещённых на трубопроводе и на геологической среде).

7. Оборудование для сейсмо и электроразведки.

8. IBM совместимые компьютеры в промышленном исполнении – 1-2 штуки. Используются в информационно – управляющей подсистеме.

9. В качестве системы сбора и передачи информации могут быть использованы линии технологической связи газопровода, если они имеют протокол передачи информации TCP/IP.

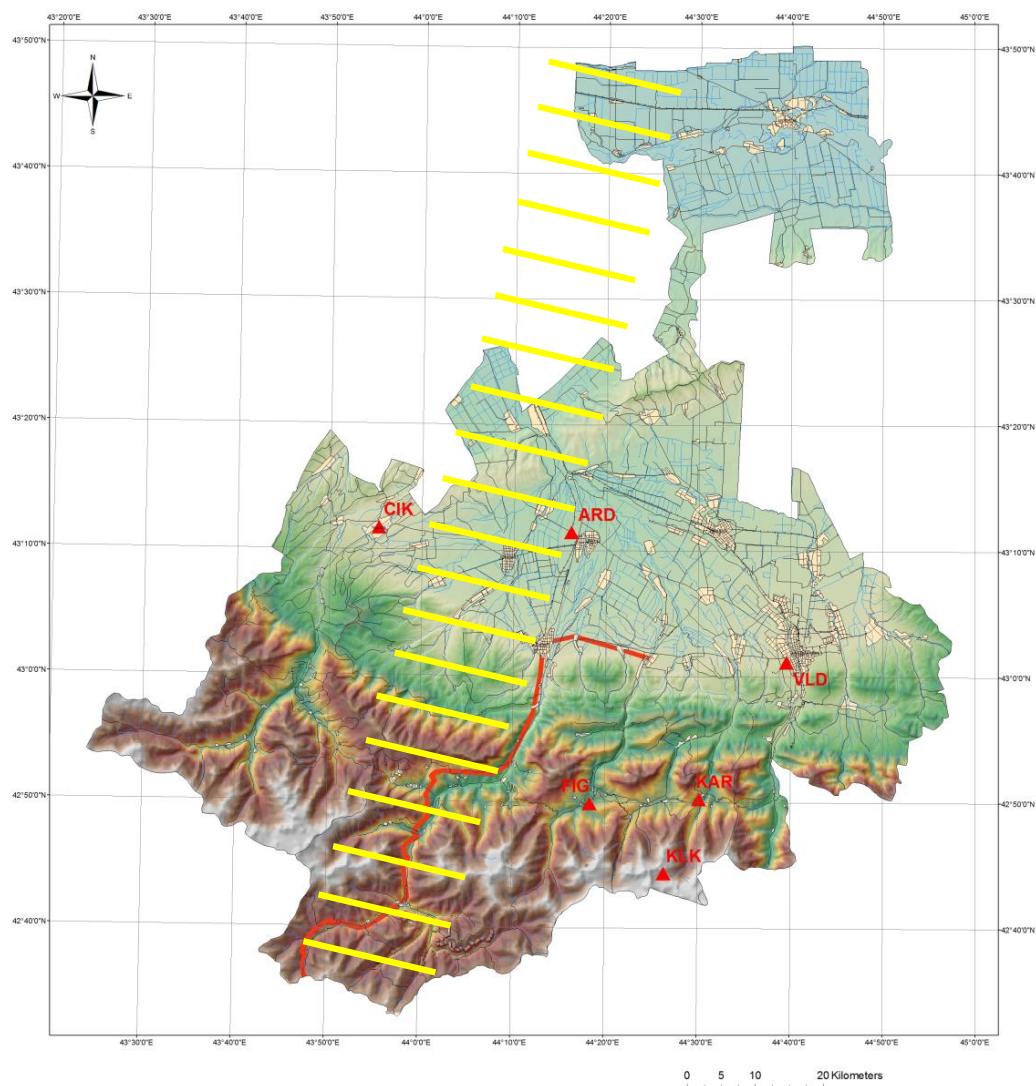
10. Программно-математическое обеспечение, которое включает в себя программное обеспечение оборудования точек контроля, рабочую программу системы мониторинга и программу обработки геологической информации о деформациях трубопровода.

Обработка информации осуществляется на основе программно-аппаратных комплексов входящих в информационно-управляющую подсистему. В частности намечается использовать следующие программные пакеты:

- ☐ система комплексного анализа данных СКАД;
- ☐ ПК Акнарк;
- ☐ ПК Surfer;
- ☐ геоинформационная система (Mapinfo, Arcinfo);

- ☐ диспетчерские программы оперативного контроля процессов.
- Использование программного комплекса позволит осуществлять контроль опасных процессов, в частности:
- ☐ распознавание в реальном времени сейсмического события и оперативное реагирование в автоматическом режиме;
 - ☐ определение устойчивости оползневых тел;
 - ☐ контроль и моделирование подтопления;
 - ☐ общее ведение баз данных мониторинга опасных процессов;
 - ☐ оперативный и прогностический анализ изменения параметров на достижение предкритического и критического уровня.

КАРМАДОНСКИЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН



Условные обозначения:



сейсмические станции

трасса участка газопровода Дзуарикау-Цхинвал



зона Ардонского межглыбового разлома

Рис. 2. Схема расположения Ардонского межглыбового разлома, участка трассы Дзуарикау-Цхинвал и сейсмических станций Кармадонского параметрического полигона

Выводы

Проведен анализ основ комплексного мониторинга территории, как геологического объекта или их совокупности с особенностями его генезиса, строения, состава, физического состояния и целым рядом таких важнейших показателей или характеристик, как тектонические, сейсмические, магнитные. Все это предполагает необходимость формирования соответствующих видов мониторинга и отсюда его составляющих элементов.

Рассмотрены основные виды мониторингов, использование которых может позволить адекватно оценивать те или иные характеристики среды исследуемого региона: сейсмомониторинг, мониторинг вариаций электромагнитного поля, перемещений земной коры и др., в той или иной степени коррелируемых с опасными геологическими процессами и определяющими их. Приведены примеры современных систем мониторинга, используемых на Северном Кавказе.

Показано, что обоснование размещения станций и организация комплексного мониторинга геодинамического состояния геологической среды наряду с созданием и внедрением единой информационно-аналитической системы данных, решает множество сопутствующих, но, от этого не менее важных задач подобных временному и пространственному прогнозу опасных геологических процессов.

Особая задача заключается, например, в мониторинге не только хорошо выделяемого по многим признакам области хорошо известного Владикавказского разлома, но и определения пространственной ориентации и границ простираения предполагаемого Ардонского разлома.

Дальнейшее развитие мониторинга за счет анализа его результатов, несомненно, позволит значительно снизить риск аварий на реальных объектах (застройка урбанизированных территорий, их инфраструктура, ЗарамагГЭС, газопровод и т. д.)

Литература

1. Горбатилов А. В., Овсяченко А. Н., Рогожин Е. А. Строение зоны Владикавказского разлома по результатам изучения комплексом геолого-геофизических методов. Геология и геофизика Юга России. №2. 2011. С. 23-32.
2. Малофеева С. С., Забирченко Д. Н., Лаврищев В. А. Мзымта-Бескесская сейсмоактивная зона района Большого Сочи и прилегающих территорий. Геология и геофизика Юга России. №1. 2012. С. 46-49.
3. Заалишвили В. Б., Дзеранов Б. В., Габараев А. Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт. Геология и геофизика Юга России. №1. 2011. С. 48-58
4. Заалишвили В. Б., Певнев А. К., Рогожин Е. А. О геодезическом мониторинге для прогноза землетрясений на Северном Кавказе (на примере Владикавказского прогнозного полигона). Геология и геофизика Юга России. №2. 2011. С. 33-40.
5. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Забирченко Д. Н., Мельков Д. А., Дзеранов Б. В. К вопросу создания локальной сети «Кармадонский параметрический полигон» // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа. Владикавказ: ВНИЦ РАН и РСО-А, 2008. С. 359-366.
6. Милуков В. К., Кануков А. С., Хубаев Х. М. Создание Северо-Кавказской региональной сети стационарных станций наблюдения спутников GPS/ГЛОНАСС

//Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе. Владикавказ: ВНЦ РАН и РСО-А, 2009. С.332-335.

7. Шевченко В. И., Гусева Т. В., Лукк А. А., Мишин А. В., Прилепин М. Т., Рейлинджер Р. Э., Хамбургер М. У., Шемпелев А. Г., Юнга С. Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS-измерений и сейсмологическим данным). Физика Земли, 1999, № 9

8. Шемпелев А. Г. Информационный отчёт о работах по изучению перемещений земной коры Северного Кавказа и Предкавказья. Ессентуки, ТГФ, 2000

9. Becker M. H., Reinhart E., Marjnovic M., Freitag P., Kumkova I., Olifirov V., Finkelstein A., Shempelev A. GPS Observations of a Profile Black Sea to the Northern Caucasus: Preliminary Results after the First Measurements. In: XXI GA IUGG «Geophysics and the Environment», Abs. Week A, Boulder, Colorado, July 2-14, 1995, A47

MONITORING OF HAZARDOUS GEOLOGICAL PROCESSES IN ZONE OF SUPPOSED ARDON FAULT AND IN PART OF GAS PIPELINE FROM DZUARIKAU TO THE BORDER OF RNO-ALANIA

V.B. Zaalishvili¹, N.I. Nevskaya¹, L.N. Nevsky¹, D.A. Melkov¹, A.G. Shempelev^{1,2}

¹ Center of Geophysical Investigations of Vladikavkaz Scientific Center and the Government of the Republic of the North Ossetia-Alania, Vladikavkaz, Russia, e-mail: cgi_ras@mail.ru

² Federal State Unitary Geological Enterprise "Kavkazgeols'emka", Yessentuki, Russia, e-mail: shemp@geolog.kmv.ru

Basis of complex monitoring of the territory as a single geological object or set of features with the genesis, structure, composition and physical state of such objects, and a number of key indicators or characteristics, such as tectonic, seismic, magnetic, etc. are considered. It requires the development of appropriate monitoring types and hence its component elements.

Basic types of monitoring, the use of which may allow adequately assess certain characteristics of the environment of the investigated region are supposed: seismic monitoring, monitoring of variations of electromagnetic field, crustal movements, etc., correlated with dangerous geological processes and define them. The examples of modern monitoring systems used in the North Caucasus are given.

A particular challenge is, for example, in monitoring not only a well-defined in many ways the area is well-known Vladikavkaz fault, but determining the spatial orientation and stretch the boundaries supposed Ardon fault. Active monitoring should allow to significantly reduce the risk of accidents on real objects (construction in urban areas, infrastructure, Zaramag hydro-electric power station, gas pipeline, etc.) analyzing the monitoring of these processes.

Keywords: monitoring, hazardous processes Karmadon parametric range, Kavminvodsky ground, Ardon fault, pipeline safety

УДК 627.141.1

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЛЕЗАЩИТЫ НА МАЛОИЗУЧЕННЫХ ВОДНЫХ ТРАКТАХ (НА ПРИМЕРЕ БАСЕЙНА Р. БАДДОН, РСО-АЛАНИЯ)

© 2012 Э. В. Запорожченко, к.г.-м.н., Н. С. Каменев, А. С. Никулин

ОАО «Севкавгипроводхоз», Россия, 357500, г.Пятигорск, пр. Кирова, 78,
е-mail: skgvh@skgvh.ru

При форс-мажорных обстоятельствах в системе работы напорных трубопроводов и станции Зарамагской ГЭС-1 потребуется в аварийном режиме сбросить воду из бассейна суточного регулирования в правый приток р. Ардон – р. Баддон расходом $65 \text{ м}^3/\text{с}$. В устье р. Баддон и по тракту транспорта этого расхода расположены объекты и инфраструктура пос. Мизур, испытавшие катастрофические воздействия наносоводных (в замыкающем створе) селей 1967 и 1996 гг., количественные параметры которых остались неизвестными. Река Баддон гидрологически не изучена. Аварийный сброс, превышающий критический ($\sim 30 \text{ м}^3/\text{с}$), вызовет наносоводный сель с расходом в $\sim 85 \text{ м}^3/\text{с}$, что меньше, чем возможные селевые потоки 0,5-1% обеспеченности, доходящие до устья. Составленный проект инженерной защиты, исходящий из параметров селя, возникающего по сложившейся к 2012 г. природной обстановке ($Q_c = 140 \text{ м}^3/\text{с}$; $\rho = 1380 \text{ кг/м}^3$) на участке долины р. Баддон выше и ниже точки сброса (протяжённостью 10 км). Защитные сооружения: селевой лоток, берегозащитные стены (у технического водозабора) и галерея на участке образования водного сбросного «факела» (над полотном автодороги).

Ключевые слова: селевые очаги взаимодействия, грязекаменный и наносоводный сели, обеспеченность, расчётные параметры селевого потока.

Введение

Река Баддон – правый приток р. Ардон – берёт начало в предполье ледников северного подножья горы Цмиакомхох (4117 абс. м) Главного Кавказского Хребта. В устье Баддона расположен пос. Мизур: слева от русла – средняя школа, справа – детский сад и жилые постройки.

В 1967 [Природные и техногенные ..., 2005] и 1996 гг. эти объекты с прилегающими (приусадебными) территориями были вовлечены в зону воздействия разрушительных селевых потоков. Параметры потока 1967 г. фиксировались «на глаз». В каталоге 2007 г. [Буньков, 2007] «максимально возможный объём выноса» оценён в 87 тыс. м^3 , в каталоге 2010 [Перов, 2010] – 50 тыс. м^3 . В [Буньков, 2007] сель 1996 г. не упоминается, в [Перов, 2010], со ссылкой «Герасимов, 1978», ошибочно приведён как прошедший в 1986 г. Между тем, по опросным сведениям, именно сель 1996 г. принёс наибольшие разрушения в устье. По [Буньков, 2007] сель 1967 г. охарактеризован как «водокаменный», зародившийся в 4,5 км от устья, он же по [Перов, 2010] – как «дождевого, ледникового, дождевого + ледникового генезиса» с повторяемостью один раз в 8-16 лет и протяжённостью тракта прохождения по руслу в 12,5 км (против 4,5 км в [Буньков, 2007] и [Природные и техногенные ..., 2005]).

Кроме построек и инфраструктуры пос. Мизур в пределах досягаемости селевых потоков и паводков располагаются: водозабор технической воды для обогатительной фабрики, водовод питьевой воды для пос. Мизур, дорога пос. Мизур – с. Бад (3 км). При этом реальная пропускная способность подмостовых сечений на дороге при пересечении русла р. Баддон не превышает 10-15 $\text{м}^3/\text{с}$.

Вопрос о необходимости пропуска катастрофического сброса воды из находящегося на 2012 г. в строительстве бассейна суточного регулирования (БСР) в объёме 65 м³/с, с поступлением такого расхода в русло р. Баддон в ~ 2 км от устья (при возникновении аварийной ситуации в системе напорных тоннелей и станции «Зарамаг ГЭС-1», не предсказуемой ни по причине, ни по времени) был поднят в ноябре 2011 г. Требовалось срочно, до конца 2011 г., оценить: селеопасность р. Баддон в условиях возникновения и развития процессов, обусловленных природной обстановкой, возможность формирования «рукотворного» селя, установить параметры таких потоков нормативной обеспеченности, запроектировать меры по защите объектов в зоне «досягаемости» природных и (или) природно-антропогенных селей, провести общественные слушания, пройти государственную экспертизу Проекта.

Уже после составления проектной документации, в конце 2012 г., удалось выполнить специализированное обследование верховий р. Баддон для выявления современной ситуации и возможности возникновения новых селевых очагов в истоках реки, а также уточнить характер поведения приемника и транспортировщика селевых масс р. Баддон – р. Ардон при совпадении водного и селевого паводков в узле сопряжения р. Ардон – р. Баддон.

ФАКТОЛОГИЯ ПРОБЛЕМЫ

Длина р. Баддон ~ 12,5 км, площадь водосбора – 42 км², средняя абсолютная высота водосбора – 2540 м, залесённость ~ 10%. площадь ледников ~ 9%. Ардон – река водо- (и селе) приемник. До впадения в неё справа р. Баддон имеет площадь водосбора ~ 730 км², длину ~ 44 км. Баддон – водоток гидрологически не изученный. Соответствующий пост непродолжительное время существовал в 1927 г. в с. Бад (рис. 1), замыкая площадь водосбора в 36,1 км². Источник питания – воды от таяния ледников и снежников, сезонные осадки, грунтовый сток. Зимняя межень продолжительная и устойчивая, её водность не превышает 10-15% общего годового стока, рассчитанного по [Природные и техногенные ..., 2005] для рек, имеющих ледниковое питание (таблица 1).

Таблица 1.

Параметры годового стока р. Баддон

F, км²	H _{ср} , м	M ₀ , л/с км²	Q ₀ , м³/с	C _v	C _s	Расходы воды (м³/с) с обеспеченностью (P%)			
						50	75	90	95
42	2540	30	1,26	0,2	0,5	1,24	1,08	0,95	0,88

На условия формирования максимального стока р. Баддон большое влияние оказывает ситуация в верховьях, в предпольях ледников. Максимальные расходы формируются в летний период при наложении дождевых паводков на половодную волну стока от таяния снегов и ледников в высокогорье. Расчётными для реки приняты максимальные расходы дождевых (ливневых) паводков. Определённые по формуле предельной интенсивности стока они составили (Таблица 2):

Обследованием установлено, что по руслу р. Баддон до ~ 2 км от устья исторические **гряжекаменные** селевые потоки не проходили. Для морфологии речной долины этого участка характерно чередование локальных расширений (рис. 2), каньо-

Таблица 2.

**Расчётные (по [СП 33-101-2003]) параметры
максимального ливневого стока***

Обеспеченность	P, %	0,5	1	2	3	5	10
Расход воды	Q, м³/с	109	97,0	85,4	76,6	72,8	58,2
Объём стока	W, млн. м³	1,98	1,76	1,55	1,39	1,32	1,06

* Суточный максимум осадков 1% обеспеченности с учётом данных [Запорожченко и др., 2011; Запорожченко, Каменев, 2011; Перов, 2010] принят равным 140 мм.

нообразных сечений, перепадов, порогов. Русло местами сужается до 3-4 м, уклоны изменяются от 4 до 6 градусов (рис. 3). На всём этом протяжении фиксируются следы неоднократных **наносоводных** селей. При этом источник твёрдой составляющей накапливается в межселевой период в русле за счёт процессов осыпания и оползания, преимущественно с правых бортов и склонов реки и влекомого стока с вышерасположенных участков, в т. ч. продукта распавшихся в Бадской котловине (расширении) грязекаменных потоков.

Продольный профиль р. Баддон иллюстрируется рис. 4, гидравлическая кривая $Q=f(H)$ р. Ардон в 30 м ниже впадения р. Баддон – рис. 5.

По меткам уровней, оставленных наивысшей волной 1996 г., определены расходы потока в двух створах – в устье и в ~ 1,8 км от устья (рис. 6 и таблица 3). Они составили соответственно 135,4 и 94,2 м³/с.

В ~ 10 км выше устья р. Баддон в русло последней, слева, на абс. отметках ~ 2000 м (устье ~ 1000 абс. м) впадают 3 притока (рис. 7-10) с выраженными селевыми врезами, обязанными прохождению грязекаменных потоков и представляющими собой очаги взаимодействия (далее «Очаги») с достаточным для формирования высокоплотного потока запасам рыхлого материала (ПСМ). При этом «работа» этих селевых Очагов, судя по древесной и иной растительности, происходила: от одного раза в несколько – до одного раза в 30-40 лет (Очаг 1).

Характеристика Очагов и оценка типов развивающихся на дождевом фоне процессов приводится в таблице 4 и на рис. 7.

Таблица 3.

Расчетные характеристики к створам поперечных профилей.

Гидравлические характеристики селевого потока						
№ п.п.	ω, м²	B, м	h, м	i	V, м/с	Q, м³/с
1	35,7	23,7	1,32	0,087		
2	36,8	29,2				
3	38,9	28,2				
среднее	37,9	28,7				
Наносоводный		V=4,5h ^{0,67} i ^{0,17}			3,58	135,4
6	26,0	15,4	1,34	0,11		
7	23,2	21,8				
среднее	25,0	18,6				
Наносоводный		V=4,5h ^{0,67} i ^{0,17}			3,77	94,2

Таблица 4.

Характеристики селевых Очагов

№№ очагов	Отметки очага, абс. м		Длина, м	Уклон	Типы селевых процессов по [Виноградов, 1980]
	Верх	Низ			
1	2450	2000	800	0,50	Транспортно-сдвиговый
2	2500	1950	800	0,75	Сдвиговый, транспортно-сдвиговый
3	2190	2010	300	0,60	Сдвиговый, транспортно-сдвиговый

Морфометрия очагов и русел транзита, мощность и состав селевых отложений у устьев указывают на прохождение по притокам селевых потоков высокой плотности (грязекаменных). Ориентировочные значения максимальных расходов по следам селей (уровням высоких вод – УВВс) на выходе из очагов взаимодействия (средние по трём инструментально зафиксированным поперечным сечениям в каждом замыкающем створе) представлены в таблице 5.

Таблица 5.

**Гидравлические характеристики максимальных селевых потоков
в устьях левобережных притоков р. Баддон**

№ очага взаимодействия	№ п.п.	ω , м ²	B, м	h, м	i	V, м/с	Q, м ³ /с
1	1	18,0	10,0				
	2	21,9	10,0				
	3	16,5	10,0				
	Среднее	18,8	10,0	1,88	0,5	4,57	85,9
2	1	26,3	12,0				
	2	21,5	10,0				
	3	19,5	10,0				
	Среднее	22,4	10,7	2,09	0,75	5,20	116
3	1	7,0	5,0				
	2	10,0	6,0				
	3	7,0	5,0				
	Среднее	8,0	5,3	1,51	0,6	4,20	33,6
Тип потока	Грязекаменный		$V=3,75 h_{cp}^{0,5} i^{0,17}$				

Гранулометрический состав селевого материала, поступающего в русло р. Баддон (средние значения по валовым пробам в устьях Очагов 1 и 2), приводится на рис. 11.

Селевой материал, выносимый из Очагов 1-3, откладывается при впадении в р. Баддон и транспортируется по руслу ниже, но не далее 1-1,3 км от устьевых частей притоков (рис. 12).

Следов поступления селевого материала из верховий р. Баддон выше скального сужения «Бадских ворот» (рис. 13) верховий р. Баддон к створам у устья Очага 3 не фиксируется: потенциальные возможности прорывных и иных селевых сцена-

риев в приледниковой зоне по особенностям морфологии, рассредоточения путей движения водной составляющей и уклонам трактов переноса селевых масс, пока отсутствуют, что отличает рассматриваемый объект от других объектов (горных долин) селевых рисков Центральной части Северного Кавказа, возникающих в условиях деградации оледенения последних десятилетий [Запороженко, Каменев, 2010; Запороженко, Каменев, Никулин, 2011; СП 33-101-2003].

Анализ ситуации с приледниковым озером в кармане конечной морены последней генерации (рис. 14) указывает на отсутствие условий быстрого опорожнения последнего по состоянию плотины подпора, сформированному каналу поверхностного стока, уклонам в нижнем бьефе на участке потенциальной волны прорыва и поступления твердого материала с формированием грязекаменного потока (следов такого события за период после малого ледникового периода не обнаружено).

Полученные по меткам УВВ в русле р. Баддон характеристики селевых потоков прошлого сопоставлены с максимальными расчётными по модели транспортно-сдвигового процесса [Виноградов, Осипова, 1980] в предположении, что обводнение очагов происходило за счёт поступления в них ливневых расходов поверхностного стока. При этом на входе в селевые Очаги задавались расчётные максимальные расходы дождевых паводков, определённые по формуле предельной интенсивности стока [СН 518-79].

Результирующие цифры приведены в таблице 6 (ход расчёта и принятые при этом параметры опускаются).

Таблица 6.

Максимальный сток дождевых паводков к селевым Очагам

№№ очагов	Расходы воды (м³/с) обеспеченностью Р%				Объём стока (тыс. м³) обеспеченностью Р%			
	0,5	1	5	10	0,5	1	5	10
1	10,7	9,7	7,3	5,8	77,0	70,0	52,5	42
2	1,85	1,68	1,26	1,0	5,4	4,9	3,7	2,9
3	2,86	2,6	1,95	1,56	6,8	6,2	4,7	3,7

Основная формула: $Q_{1\%} = q'_{1\%} \Phi N_{1\%} A$; общие данные: $m=1/3$; $m_p=7$; $m_{ск}=0,10$; $\psi(\tau) = 0,88$

Рассчитанные по Ю.Б. Виноградову [Виноградов, Осипова, 1980; Виноградов, 1985] результирующие расходы селевых потоков на выходе из селевых Очагов и соответствующие максимальным расходам воды заданной обеспеченности (см. таблицу 6) при параметрах физико-механических свойств, аналогичных изученным по селевым очагам Северного Кавказа [Защита населенных пунктов ..., 1982; Иващенко, Никулин, 2005; Никулин, 2005], приведены в таблице 7 (формулы, ход расчёта, входные данные опускаются).

Сравнивая эти данные с результатами оценки по УВВ (таблица 5) можно отметить: соответствие по цифрам для Очага 1, удовлетворительное соответствие по Очагу 3, и большую разницу по Очагу 2, что может быть объяснено горно-долинной индивидуальностью по величине и интенсивности выпадения ливневых осадков (в расчетах приняты одинаковыми для всех Очагов). Возможность такой ситуации подтверждается катастрофическим селевым событием в Чегемском райо-

Таблица 7.

Максимальные селевые расходы по Очагам

№№ очагов	Обеспеченность, %		
	0,5	1	10
1	119	108	64
2	29,4	26,7	15,9
3	20,8	19,0	11,3

не КБР (июль 2010 г., р. Сылык-Суу [Запорожченко, Каменев, 2011, Zaporozhchenko, 2011]).

Из уравнений трансформации селевых потоков из Очагов при их движении по руслу р. Баддон [Виноградов, 1985] длины участков, на которых расходы селевых потоков 1% обеспеченности уменьшаются до минимальных значений ($\leq 5 \text{ м}^3/\text{с}$), оказываются равными соответственно $L_1=3,0 \text{ км}$; $L_2=1,6 \text{ км}$; $L_3=1,3 \text{ км}$.

По реальным следам распада селевая масса Очагов 1, 2 и 3 по р. Баддон не прослеживается ниже, чем на 1-1,5 км (в котловинообразном расширении 8,5-9,0 км от устья). Далее **грязекаменные потоки** не продвигались (поступление сбросных вод из БСР в р. Баддон при форс-мажорных обстоятельствах будет происходить на $\sim 2 \text{ км}$ от реки-приемника – р. Ардон). В средней и нижней частях долины р. Баддон проходили и будут проходить, по известной на 2013 г. ситуации, **наносоводные** потоки, обусловленные смывом русловой самоотмостки при расходах, превышающих критические с прогнозируемым массовым движением рыхлого аллювиально-пролювиально-делювиально-оползневого материала в режиме низкоплотного селя ($1100-1500 \text{ кг/м}^3$).

Определяемая по номограмме из [Ресурсы ..., 1973] величина критического расхода воды в р. Баддон выше створа поступления в нее возможного катастрофического сброса составляет $Q_{\text{ср}}=25-28 \text{ м}^3/\text{с}$. Расчётные бытовые расходы превышают эту величину – в русле формируются наносоводные сели, достигающие (по установленным фактам) устья.

Максимальные характеристики естественного наносоводного селевого потока по р. Баддон в створе впадения в р. Ардон определялись по формулам:

$$Q_c^{\text{max}} = \left(1 + \frac{\rho_B}{\rho_T - \rho_B} \cdot \frac{\text{tg} \alpha}{\text{tg} \phi_0 - \text{tg} \alpha} \right) \cdot Q_{\text{max}} \quad (1)$$

$$W_c = \left(1 + \frac{\rho_B}{\rho_T - \rho_B} \cdot \frac{\text{tg} \alpha}{\text{tg} \phi_0 - \text{tg} \alpha} \right) \cdot W_{\Pi} \quad (2)$$

$$\rho_c = \frac{W_{\Pi}}{W_c} + \left(1 - \frac{W_{\Pi}}{W_c} \right) \cdot \rho_T \quad (3)$$

где: Q_c^{max} – максимальный расход наносоводного селевого потока, $\text{м}^3/\text{с}$;

Q_{max} – расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$;

W_{Π} – объем паводка, м^3 ;

W_c – объем селя, м^3 ;

ρ_c – плотность селя, кг/м^3 ;

ρ_T – плотность вовлекаемых в процесс породных масс, кг/м³;
 ρ_B – плотность воды;
 φ_d – динамический угол внутреннего трения твёрдой составляющей, градусы;

α – угол наклона русла, градусы;

$c_1 \leq 1$ – эмпирический коэффициент, близкий к единице.

Гранулометрический состав отложений в ложе р. Баддон (с параметрами: $\rho_T = 2650$ кг/м³; $\operatorname{tg} \alpha = 0,105$; $\varphi_d = 18^\circ$) на участках устья и ~ 7 км от него иллюстрируется рис. 15.

Итоговые цифры расчётов приводятся в таблице 7.

Таблица 7.

Характеристики естественных наносоводных селевых потоков в устьевой части р. Баддон, соответствующие расчётным расходам водной составляющей заданной обеспеченности

Характеристика	Обеспеченность, %					
	0,5	1	2	3	5	10
Расход селя, м ³ /с	140	125	110	98,8	93,9	89,6
Объём селя, млн. м ³	2,55	2,27	2,0	1,79	1,70	1,37
Плотность, кг/м ³	1380	1380	1380	1380	1380	1380

Сравнивая полученные значения с определёнными по меткам УВВс отметим хорошую сходимость цифр для основной (Р%) и поверочной (0,5%) нормативных обеспеченностей.

Время возникновения непредвиденной аварии на Зарамагской ГЭС-1, требующей сброса ~ 65 м³/с (превышает критический расход по реке при подходе к точке сброса $Q_{cr} \sim 25-28$ м³/с), неопределённо. Кроме того селевой поток естественного происхождения может пройти только в летний период. Возможность совпадения этих двух событий ничтожно мала и в расчёт не принята.

Поступление ~ 65 м³/с в русло р. Баддон вызовет формирование селевого потока с расходом в 84,5 м³/с, что **ниже** возможных природных.

Проект инженерной защиты устьевой части р. Баддон выполнен ОАО «Севкавгипроводхоз» на прогнозные параметры наносоводного селя природного происхождения.

Разработанная документация предусматривает:

- Защиту пос. Мизур в устье р. Баддон и водозаборного сооружения технической воды в русле р. Баддон от прогнозных природных селевых потоков и потока, возникающего в случае поступления в реку аварийного сброса из БСР Зарамагской ГЭС-1.

- Защиту участка автодороги пос. Мизур – с. Бад в секторе распространения водного факела при аварийном сбросе из БСР («на рельеф») расхода в 65 м³/с.

Намечено строительство:

- устьевое селепропускное сооружение – железобетонного лотка по руслу на длине в 315 м (общая длина сооружения 360 м);

- защитных стен из железобетона на участке водозабора технической воды длиной в 65 м;

- железобетонной галереи протяжённостью в 160 м над поверхностью существующей дороги и питьевого водовода для пос. Мизур (из верховий р. Баддон);
- несколько новых автодорожных мостов ниже участка поступления катастрофического сброса из БСР и берегозащитных вертикальных железобетонных стенок на участке правобережного сопряжения селепропускного лотка и р. Ардон ($L \sim 70$ м), а также на левом её берегу в зоне воздействия селевого потока р. Баддон ($L \sim 115$ м) и крепление последних 10 м дна лотка.

При этом:

- во избежание заторов на р. Ардон «сопряжение» выполняется плавно под углом $\leq 30^\circ$ (в современной реальности р. Баддон впадает в р. Ардон под прямым углом), углы поворота по остальной трассе $\leq 8^\circ$;
- расчётный расход ожидаемого наносоводного селя принят $Q_{c, 0,5\%} = 140 \text{ м}^3/\text{с}$ (по классу селепропускного сооружения);
- уклон дна лотка запроектирован равным естественному уклону русла (0,087, что для прогнозируемых наносоводных селей допустимо);
- максимальная глубина селевого потока в лотке определена в 1,7 м, а скорость в 8 м/с;
- конструктивные параметры лотка проверены на возможность возникновения катящихся волн при прохождении ливневого паводка с расчётным расходом $109 \text{ м}^3/\text{с}$.
- Расчеты по уточненной модели неустановившегося движения Сен-Венана и разработанной программе (Т.А. Виноградова) с параметрами накладываемых друг на друга водным паводком по р. Ардон и селевым по р. Баддон (в 14 вариантах сочетания по обеспеченностям), с учетом фактического состояния русла р. Ардон на участке транзита селевых масс на конец 2012 г., приводят к выводу: **р. Ардон при запроектированном селепропуском лотке в устье р. Баддон способна к транзиту селевых масс из р. Баддон без перекрытия реки и создания опасного подпора выше узла слияния** (для площадки ГЭС-1, Транскама, пос. Мизур).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Формирование рукотворного селя при сбросе в русло р. Баддон $65 \text{ м}^3/\text{с}$ водоподачи на Зарамагскую ГЭС-1 неизбежно. При этом в режиме водокаменного потока селевая волна достигнет урбанизированного русла р. Баддон. Параметры такого природно-антропогенного селя, однако, окажутся ниже возможного (расчётной вероятности) природного селя, на которые, принимая условие временного несовпадения этих двух событий, и следует ориентировать инженерную защиту.

2. Гляциологическая, инженерно-геологическая и гидрологическая ситуация в обширном цирке верховий бассейна, в отличие от верховий большинства бассейнов селевого риска Центральной части Северного Кавказа, негативно реагирующих на деградацию оледенения последних десятилетий, не приводит, пока, к формированию потоков селевого типа, способных достигнуть скального сужения (каньена «Бадских ворот»), расположенного в $\sim 2,5$ км ниже истоков р. Баддон.

3. Река Ардон по гидравлическим параметрам потока и морфометрическим характеристикам русла полностью способна транспортировать поступающий материал наносоводных селевых потоков из р. Баддон, включая ожидаемые по прогнозу. Образование завальной плотины не произойдет. Селевые выносы р. Баддон не создадут подпора, опасного для объектов, расположенных выше по р. Ардон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буньков Ю.Д. Кадастр селей, зарегистрированных на территории РСО-Алания (по состоянию на 01.01.2007 г.). «Севосетингеоэкомониторинг», Владикавказ, 2007.
2. Виноградов Ю.Б. – Классификация селевых явлений // «Селевые потоки». Сборник 4, Гидрометеиздат. Москва, 1980, С-46-57.
3. Виноградов Ю.Б., Осипова Н.А. – Транспортно-сдвиговый селевой процесс. Модель с сосредоточенными параметрами // «Селевые потоки». Сборник 5, Гидрометеиздат. Ленинград, 1980. С. 10-11.
4. Виноградов Ю.Б. – К методике расчёта характеристик селевых потоков. Труды ГГИ. Выпуск 304. Гидрометеиздат. Ленинград, 1985, С. 83-89.
5. Запорожченко Э.В., Каменев Н.С. – Особенности современной селевой обстановки в горных районах Центральной части Российского сектора Главного Кавказского Хребта. Материалы Международной научной конференции «Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений» (электронный ресурс). Владикавказ: Издательство «Терек», СКГМИ (ГТУ), 2010, 11 с.
6. Запорожченко Э.В., Каменев Н.С. – Гляциологический фактор активизации селевых процессов на северном склоне Центрального Кавказа в начале XXI в. // «Лёд и снег», 2011, № 1 (113), С. 131-136.
7. Запорожченко Э.В., Каменев Н.С., Никулин А.С. – О причинах катастрофических ситуаций во время дождевых паводков на реках Северной Осетии-Алании в июне 2010 года // Геориск, 2011, 2, С. 32-36.
8. Запорожченко Э.В., Каменев Н.С. – Селевой поток по р. Сылык-Суу 20 июля 2010 г. // «Мелиорация и водное хозяйство», 2011, №5. С. 6-9.
9. Защита населённых пунктов и народнохозяйственных объектов в Кабардино-Балкарской АССР от селевых потоков и снежных лавин. Первая очередь: верховья р. Баксан. Часть II. Книга 1. Инженерно-гидрологические и инженерно-геологические условия защиты от селей. «Севкавгипроводхоз», Пятигорск, 1982.
10. Иващенко Е.Н., Никулин А.С. – Особенности формирования селя 14.06.2006 года по р. Камык-Су. Труды Всероссийской конференции по селям 26-28 октября 2005 г. Нальчик, 2005. С.73-76.
11. Никулин А.С. – Максимальные расходы в бассейне р. Баксан (по следам потоков). Труды Всероссийской конференции по селям 26-28 октября 2005 г. Нальчик, 2005, С. 153-160.
12. Перов В.Ф. – Кадастр селевых бассейнов Северного Кавказа. МГУ, Москва, 2010.
13. Природные и техногенные катастрофы РСО-Алания (отв. ред. В.С. Вагин) – Владикавказ: Проект-Пресс, 2005, 352 с., С. 132.
14. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 8. Северный Кавказ. – Ленинград, Гидрометеиздат, 1973.
15. СН 518-79 – Инструкция по проектированию и строительству противоселевых защитных сооружений. Стройиздат. Москва, 1979.
16. СП 33-101-2003. – Определение основных расчётных гидрологических характеристик. Издание официальное. ГГИ. С.-Петербург, 2004.
17. Zaporozhchenko E.V. – The influence of the changing climate on conditions of initiation, movement and discharge of debris flows on mountainous rivers in the northern Caucasus (Russia). IAG-2011, Addis Ababa. Ethiopia. 2011, P. 167.

SOLUTION OF TASKS OF ENGINEERING PROTECTION AGAINST DEBRIS FLOWS ON UNDER-EXPLORED WATER CHANNELS (THE CASE OF THE BADDON RIVER BASIN, REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA)

Zaporozhchenko E. V., Sc. Candidate (Geol.), Kamenev N. S., Nikulin A. S.

ОАО «Sevkavgiprovozhoz», Pyatigorsk, Russia, e-mail: skgvh@skgvh.ru

Under force-majeure circumstances in the system of pressure pipelines and the Zaramagskaya Hydroelectric Station-1 an emergency mode water discharge with a 65 cu.m/s discharge rate from the daily regulation reservoir of the right tributary of the Ardon river in the Baddon river basin will be required. In the Baddon river estuary and along the discharge transport channel there are buildings and infrastructure of the Mizur settlement, which experienced catastrophic effects of sediment/water debris flows in 1967 and 1996, whose quantitative characteristics remain unknown. The Baddon river has not been hydrologically explored. Emergency discharge exceeding the critical level (~30 cu.m/s) will cause a sediment/water debris flow with a ~85 cu.m/s discharge, which is less than those of possible debris flows of a 0.5-1% probability, coming up to the estuary. The drawn-up design of engineering protection, based on the parameters of a debris flow, occurring under the natural conditions developed up to 2012 ($Q_c=140$ cu.m/s; $p=1380$ kg/cu.m) at the 10 km long stretch in the valley upstream and downstream from the discharge point. Protective works: debris flow chute, bank protection walls (at the technical water intake structure), gallery at the location of the water discharge «plume» (above the autoroad).

Keywords: debris flow interaction sites, soil/rock and sediment/water debris flows, probability, calculated debris flow parameters

УДК 553.98

ДЕФОРМАЦИИ ПЛАСТОВ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРСКО-СУНЖЕНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ЗОНЫ

© 2012 Керимов И. А.¹, д.ф.-м.н., профессор, Гайсумов М. Я.², к.г.-м.н., доцент,
Ахматханов Р. С.³ аспирант

¹ Академия Наук Чеченской Республики, Россия 364024, ЧР, г. Грозный, пр-кт им. М. Эсамбаева, 13, e-mail: lbragim_Kerimov@mail.ru

² Комплексный научно-исследовательский институт им. Х. И. Ибрагимова РАН, Россия 364051, г. Грозный, Старопромысловское шоссе, 21а

³ Грозненский государственный нефтяной технический университет имени академика М. Д. Миллионщикова, Россия 364051, ЧР, г. Грозный, пл. Орджоникидзе, 100

Получено уравнение, позволяющее наиболее физически обосновано оценивать величины оседаний кровли нефтеносных горизонтов по данным лабораторных измерений механических свойств образцов горных пород и промыслово-геологических исследований на нефтяных месторождениях. Выполнены расчеты величины оседания кровли пласта для месторождений Терско-Сунженской нефтегазоносной области.

Ключевые слова: деформации пластов, оседание кровли, Терско-Сунженская нефтегазоносная область.

В начальной стадии разработки давление горных пород (литостатическое давление) на кровлю пласта, содержащего углеводороды, уравнивается напряжениями в скелете и пластовым поровым давлением. При уменьшении порового давления в ходе разработки месторождений увеличивается напряжение в скелете коллектора, происходит сжатие пор и опускание поверхности над разрабатываемым пластом. Скорости опускания земной поверхности при извлечении углеводородов обычно составляют 1-2 см в год, суммарные величины просадок не превышают первых десятков сантиметров. Примеры оседания поверхности при откачке флюидов можно найти в целом ряде публикаций [Адушкин, Турунтаев, 2005; Баклашов, 1988; Барабанов, 1994; Букринский и др., 1972; Гайрабеков, 2011; Геология и перспективы..., 2010; Гиматулинов, Ширковский, 1982; Гридин, Голованов, 2007; Желтов, 1968; Жуков и др., 2002; Калашников и др., 2000; Калугин, 2002; Касьянова, 2003; Кашников, Ашихмин, 2007; Керимов и др., 1994; Кратч, 1978; Кузьмин, 1999; Кузьмин, Жуков, 2004; Мазницкий А. С., Мазницкий И. А., 1984; Мазницкий, Середницкий, 1991; Механика горных пород..., 1994; Мельников и др., 2009; Николаевский, 1996; Никонов, 2006; О деформации..., 1965; Пискулин, 1978; Современная геодинамика..., 1989; Современные движения, 1984; Субботин, 1984; Терновой, Белов, 1969 и др.].

В зависимости от геологии и механических характеристик коллектора и покрывающих пород, а также от режимов эксплуатации месторождений, возникающие в коллекторе деформации, могут распространяться в кровлю коллектора, покрыва-

ющие его слои и т. д. вплоть до поверхности, где они проявляются преимущественно в виде вертикальных смещений. При этом возможны различные случаи [Мори, 1994]:

- если резервуар представлен очень жесткой породой (твердым песчаником, твердыми доломитами, известняками), его деформация будет малой и близкой к упругой. Возникнет небольшое вертикальное сжатие пласта без явных последствий на поверхности;

- если резервуар представлен слабыми легко уплотняемыми породами (типа рыхлых песчаников, песков, мела) или чистыми алевритами, деформация коллектора будет более существенной, далеко выходящей за пределы упругости.

Интенсивные смещения земной поверхности на нефтяных и газовых месторождениях, а также в районах интенсивной добычи других полезных ископаемых, давно привлекли внимание ученых. В 1885 г. после проведенных специальных работ на одном из месторождений Апшеронского полуострова (Азербайджан), Я. Шагрен сделал вывод, что крупные просадки в рельефе и выбросы песка в скважинах являются результатами усиленной добычи нефти. Результаты более поздних исследований обобщены в работе А. А. Никонова [Никонов, 2006]. Приведем некоторые из них.

Среднегодовая скорость поверхности на некоторых нефтепромыслах Апшерона местами составляла 10-30 мм/год, а в отдельные годы увеличивалась до 40-50 мм/год. Опускания со скоростью 15-20 мм/год отмечены в сводах антиклинальных структур. Скорость оседания поверхности на газовом месторождении Газли, по мере увеличения добычи газа, скорость оседания поверхности увеличилась с 10 мм/год 1964-68 гг. до 25 мм/год в 1974-76 гг. На территории Северного Кавказа один из первых полигонов по наблюдению за явлениями оседания был создан на Северо-Старопольско-Пелагиадинском месторождении газа, где продуктивным является хадумский горизонт, сложенный глинистыми и рыхлыми алеврито-песчаными отложениями. На этом полигоне в 1961-62 гг. проводились геоморфологические исследования и двухкратное нивелирование III класса [О деформации..., 1965, Терновой, Белов, 1969; Шадрин, 1990; Яценко, 1989]. Результаты наблюдений были интерпретированы с учетом данных разработки месторождения. По результатам исследований было отмечено максимальное оседание земной поверхности (130-150 мм), приуроченное к центральной части месторождения, имеющей депрессионную воронку падения пластового давления. Авторы пришли к выводу, что оседание земной поверхности вызвано, в первую очередь, сжимаемостью продуктивного пласта хадумского горизонта и вышележащей толщи пластичных майкопских глин.

Актуальность изучения данного вопроса еще больше возросла к концу нашего века в связи с активизацией инженерной деятельности человека. Следует отметить, что нет общепринятой методики определения величины деформации в зависимости от интенсивности разработки нефтегазовых месторождений.

Коллекторы нефти и газа в естественных условиях залегания находятся под напряжением из-за влияния горного давления и упругих свойств самого коллектора. В периоды сейсмотектонической активности сильное влияние могут оказывать и тектонические силы. До начала воздействия на пласт внешнее давление от действия собственной массы вышележащих пород и возникающее в пласте ответное напряжение находятся в условиях равновесия. В процессе разработки месторождений геостатическое равновесие нарушается. Продуктивный горизонт подвергается

сжимающему давлению, величина которого равна разности горного и пластового давления. Пластовое давление при разработке снижается, за исключением коротких периодов сейсмической активности.

В настоящее время имеется довольно большое количество работ, посвященных прогнозу оседаний земной поверхности при отработке нефтяных и газовых месторождений. Данные методы можно условно подразделить на три основные группы.

1. Методы прогноза, основанные на теоретических представлениях, заимствованных из методов предрасчета параметров процесса сдвижения горных пород при разработке пологопадающих угольных месторождений.

2. Методы прогноза, основанные на оценке параметров уплотнения коллектора в процессе отбора углеводородного сырья.

3. Методы прогноза, основанные на использовании численных моделей расчета напряженно-деформированного состояния горного массива.

Первая группа методов характерна для раннего периода развития механики горных пород при добыче нефти и газа и основывается на широко известных работах ученых – основоположников науки о сдвижении горных пород на пологопадающих угольных месторождениях: С. Г. Авершина, В. Н. Земисева, М. А. Иофиса, Е. Литвинишина, Г. Кратча и др. В данных методах для прогноза мульды сдвижения земной поверхности используется основное решение дифференциального уравнения сдвижения горных пород параболического типа. Характерным недостатком данных методов является то, что они практически не опираются на реальные физико-механические свойства вмещающих пород.

Во второй группе методов оседание земной поверхности при добыче нефти напрямую связывается с величиной уплотнения нефтяного коллектора. Это работы Э. Г. Геровича, А. С. Мазницкого, К. Н. Никоненко, Б. И. Тульбовича, В. И. Петренко и др., и ряда зарубежных специалистов. Основное отличие заключается в методах расчета сжимаемости коллектора, однако, в большинстве методов используются параметры уплотнения порового пространства, подробно представленные В. М. Добрыниным [Добрынин, 1970]. Последующее интегрирование по объему полученной функции уплотнения коллектора дает искомое оседание поверхности в любой интересующей исследователя точке. Данный подход заимствован из широко применяемых методов прогноза сдвижений земной поверхности при разработке угольных месторождений и подробно описанных в монографии Г. Кратча [Кратч, 1974]. Основным недостатком данных подходов является неучтенность конкретных физико-механических свойств и структурных особенностей массива, а также механической модели деформирования самого коллектора. Последний недостаток также является весьма существенным, т. к. при производстве подробных специальных расчетов, неучёт механики деформирования коллектора не позволяет получить качественную и, тем более, количественную картину НДС всего горного массива с учетом его структурных особенностей.

К настоящему времени разработано большое количество модельных представлений, охватывающих практически весь спектр механики сплошных сред, реализованных в различных компьютерных программах.

В качестве механической модели поведения коллектора под нагрузкой используются упругая и пластическая модели, модели среды с консолидацией и так называемая «шатровая» модель, которая отражает основные особенности деформирования пористых насыщенных сред под нагрузкой. Следует отметить, что данная

модель является также одной из наиболее признанных и широко используемых в зарубежной литературе.

В Пермском государственном техническом университете под руководством проф. Кашникова Ю. А. разработан программный комплекс «GEOTECH». В основе программного комплекса также реализована «шатровая» модель. Данный конечно-элементный комплекс неоднократно с успехом применялся для целей прогноза параметров процесса сдвижения при разработке нефтяных и газовых месторождений [Калугин, 2002; Кашников, Ашихмин, 2007]. Для инженерных расчетов разработан упрощенный способ прогноза оседаний земной поверхности при разработке нефтяных месторождений Западной Сибири [Калугин, 2002].

В своей работе, посвященной изучению деформации и изменений физических свойств коллекторов нефти и газа, Добрынин В. М. ввел коэффициент сжатия скелета пласта, который непосредственно характеризует внешнюю деформацию пласта [Добрынин, 1970].

Как известно, относительные деформации насыщенной жидкостью коллекторов (деформация скелета, порового пространства и твердой фазы) при всестороннем сжатии обусловлены двумя видами напряжений: эффективным напряжением $(\sigma - P)$ и давления жидкости в порах. Эффективное давление, представляющее разность между средним нормальным напряжением и давлением жидкости в порах P , обуславливает деформацию скелета (каркаса) коллектора. Давление жидкости в порах (поровое давление) P – деформацию минеральных зерен (твердой фазы) породы.

По Добрынину В. М. (1970) относительная суммарная деформация коллектора определяется следующим соотношением:

$$\frac{dV}{V} = \beta_{ск} \cdot d(\sigma - P) + \beta_{мс} \cdot dP, \quad (1)$$

где, $\beta_{ск}$ – коэффициент объемного сжатия скелета; $\beta_{мс}$ – коэффициент объемного сжатия твердой фазы; V – объем скелета осадочной породы (m^3); dV – изменение объема скелета осадочной породы (m^3); P – пластовое давление (Па); $(\sigma - P)$ – эффективное давление (Па).

Между коэффициентом объемного сжатия скелета и коэффициентами сжимаемости пор и объемного сжатия твердой фазы для гранулярных коллекторов существует следующая связь:

$$\beta_{ск} = m \cdot \beta_n + \beta_{мс} \quad (2)$$

где, m – открытая пористость; β_n – коэффициент сжимаемости пор; $\beta_{мс}$ – коэффициент объемного сжатия твердой фазы.

Величины β_n и $\beta_{мс}$ определяются в лабораторных условиях. Для трещинно-кавернозных коллекторов эта связь выглядит следующим образом:

$$\beta = m \cdot \beta_n + \beta_m \quad (3)$$

где, β_m – коэффициент сжимаемости матриц, составляющих скелет породы.

Как показано В. Н. Щелкачевым [Щелкачев, 1959] особое значение в процессах, протекающих в пластах при эксплуатации нефтяных, газовых и водоносных горизонтов, имеет коэффициент объемной упругости пласта:

$$\beta_c = m \cdot \beta_n \quad (4)$$

Давление жидкости в порах определяется путем измерения, геостатическое же давление определяется по следующей формуле для разреза из пластов:

$$\sigma = g \sum_{i=1}^n \rho_i h_i, \quad (5)$$

где, ρ_i – объемная плотность пород i -го пласта; h_i – толщина i -го пласта; g – ускорение свободного падения.

Учитывая вышеуказанное, формулу (5) для определения геостатического давления с учетом углов падения пластов, т.е. истинных (нормальных) мощностей можно представить в следующем виде:

$$\sigma = g \sum_{i=1}^n \rho_i h_i \cos \varphi_i, \quad (6)$$

где φ_i – угол падения i -го пласта.

Для оценки оседаний кровли нефтеносных горизонтов перейдем от объемной деформации к вертикальному сжатию пласта. Для одноосного сжатия можно представить в следующем виде:

$$dh = h(\beta \cdot d(\sigma - P) + \beta_{ms} \cdot dP), \quad (7)$$

где, dh – вертикальное сжатие пласта; h – средняя мощность пласта; $d(\sigma - P)$ – изменение эффективного напряжения в процессе эксплуатации месторождения; dP – изменение давления жидкости в порах в процессе эксплуатации.

Полученное уравнение, по мнению авторов, позволяет наиболее физически обосновано оценивать величины оседаний по данным лабораторных измерений механических свойств образцов горных пород и промыслово-геологических исследований на нефтяных месторождениях.

Для месторождений Терско-Сунженской нефтегазоносной области авторами были рассчитаны с использованием формулы (7) величины оседания кровли пласта. Расчеты проводились как для гранулярных (миоценовые залежи), так и для трещинно-кавернозных (верхнемеловые залежи) коллекторов за период времени с начала разработки залежей по 1973 г. [Керимов, Гайсумов, Гайрабеков, 1994]. Результаты расчетов для трещинно-кавернозных коллекторов приведены в табл. 1, а для гранулярных коллекторов в табл. 2.

За исследуемый период наиболее длительное время в эксплуатации находятся залежи верхнего мела Карабулак-Ачалукского месторождения. Но, несмотря на это суммарная величина оседания кровли пласта за 15 лет составляет лишь 5-9 мм (табл.1, графа 11). Это объясняется относительно небольшим падением пластового давления 5,6 МПа, а также упругими свойствами пласта.

Наибольшее падение пластового давления произошло на Эльдаровском месторождении, в рассматриваемый период эксплуатации. Здесь пластовое давление уменьшилось с 57,6 МПа до 30,8 МПа. Суммарная величина оседания кровли пласта за весь период разработки составляют 50-61 мм, а среднегодовая скорость 8-9 мм. Такое же значение этот показатель имеет на Гудермесском и Брагунском месторождениях. Если сравнить месторождения по показателю оседания кровли пласта за весь период эксплуатации пласта, то следует выделить Заманкульскую верхнемеловую залежь, где максимальное значение этого параметра составляет всего лишь 7 мм за 12 лет эксплуатации. Кроме того, Заманкульское месторождение выделяется наибольшей величиной коэффициента сжимаемости скелета пласта 0,7 и наименьшим падением пластового давления 4,1 МПа.

Таблица 1.

Расчет оседания кровли пласта трещинно-кавернозных коллекторов для верхнемеловых залежей

	Месторождение	T , год	dt , лет	$P_{нач}$, МПа	$P_{мек}$, МПа	dP , МПа	$d(\sigma - P)$, МПа	$\beta_{ек} \min$, МПа ⁻¹	$\beta_{ек} \max$, МПа ⁻¹	dh , мм	$\vartheta_{ос}$, мм/год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Малгобек-Вознесенское	1959	12	49,4	35,1	14,3	5,7	0,32	0,41	60–78	5–7
2	Ахловское	1964	7	45,7	35,4	10,3	4,1	0,35	0,63	15–51	2–7
3	Эльдаровское	1964	7	57,6	30,8	26,8	10,7	0,32	0,0	150–183	21–26
4	Ястребиновое	1968	3	67,5	57,5	10,0	4,0	0,32	0,41	51–63	17–21
5	Брагунское	1966	5	77,0	55,1	21,9	8,8	0,32	0,45	117–138	23–27
6	Гудермесское	1970	1	72,1	67,0	5,1	2,0	0,31	0,40	21–27	21–27
7	Хаян-Кортовское	1960	11	53,4	37,0	16,4	6,6	0,33	0,47	54–81	4–7
8	Заманкульское	1959	12	31,6	27,5	4,1	1,6	0,37	0,72	0–21	0–1
9	Карабулак-Ачалукское	1956	15	34,6	29,0	5,6	2,8	0,32	0,45	15–27	1–2
10	Серноводское	1966	5	36,0	27,0	9,0	2,7	0,32	0,40	33–36	6–7
11	Старогрозненское	1964	7	67,6	40,4	27,3	10,9	0,35	0,57	69–153	9–21
12	Октябрьское	1966	5	65,2	59,2	6,0	1,8	0,32	0,43	39–42	7–8

Таблица 2.

Расчет оседания кровли пласта гранулярных коллекторов для миоценовых залежей

	Месторождение	T , год	dt , лет	$P_{нач}$, МПа	$P_{тек}$, МПа	dP , МПа	$d(\sigma - P)$, МПа	$\beta_{ск}$, МПа ⁻¹	$\beta_{ме}$, МПа ⁻¹	H , м	h , м	dh , мм	$\vartheta_{ос}$, мм/год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Малгобек-Вознесеновское	1915	56	7,0	3,0	4,0	2,00	1,9	1,04	1350	12	6	0,10
2	Гудермесское	1944	27	4,7	4,4	0,3	0,15	1,8	0,08	600	11	0	0
3	Правобережное	1948	23	24,0	0,0	4,0	2,00	1,6	0,08	2650	7	3	0,13
4	Старогрозненское	1693	78	10,6	6,5	4,1	2,05	1,2	1,06	1400	17	3	0,03
5	Ташкалинское	1946	26	17,9	3,6	14,4	7,20	1,4	3,73	2500	12	12	0,46
6	Гойт-Кортовское	1957	14	35,0	0,0	15,0	7,50	1,5	3,89	3200	40	45	3,21
7	Октябрьское	1913	58	7,0	6,0	1,0	0,50	1,6	0,29	1102	49	3	0,05
8	Новогрозненское	1938	33	20,0	4,5	5,5	2,70	1,6	1,42	1844	24	9	0,27

Условные обозначения:

T – время начала эксплуатации залежи, год; dt – количество лет эксплуатации; $P_{нач}$ – начальное пластовое давление, МПа; $P_{тек}$ – пластовое давление текущее, МПа; dP – падение пластового давления, МПа; $\beta_{ск \min}$ и $\beta_{ск \max}$ – минимальный и максимальный коэффициент сжимаемости скелета, МПа⁻¹; $d(\sigma - P)$ – изменение эффективного напряжения в процессе эксплуатации залежи, МПа; H – глубина верхнего горизонта разрабатываемой залежи, м; dh – величина оседания кровли пласта, мм; $\vartheta_{ос} = dh / dt$ – средняя скорость оседания кровли пласта, мм/год

Большое влияние на суммарную величину оседания кровли пласта оказывает величина изменения эффективного напряжения $d(\sigma - P)$ в процессе эксплуатации залежи. По Старогрозненскому месторождению этот показатель наибольший – 10,9.

Были также проведены аналогичные расчеты и по гранулярным коллекторам для миоценовых залежей Терско-Каспийского прогиба (табл. 2). Хотя период разработки миоценовых залежей Старогрозненского месторождения составляет 78 лет, пластовое давление упало на 4,1 МПа. Величина оседания кровли пласта для этой залежи составляет 1 мм, соответственно среднегодовая скорость оседания кровли пласта составляет всего 0,04 мм/год. Незначительные значения этого параметра характерны и для остальных миоценовых залежей. Единственным месторождением, которое имеет относительно повышенное значение, является месторождение Гойт-Корт – 1,07 мм/год, величина оседания кровли пласта составляет 15 мм.

Из таблиц 1 и 2 видно, что максимальное оседание кровли пласта наблюдается по верхнемеловым залежам месторождения Эльдаровское (графа 11, табл.1). Минимальная глубина залегания соответствует Малгобек-Вознесенскому месторождению 3000 м.

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы

1. Для расчета величины оседания кровли пласта следует использовать коэффициент сжимаемости скелета пласта, как наиболее точно характеризующего природу исследуемого явления.
2. Расчеты по принятой методике по месторождениям Терско-Сунженской нефтегазоносной области показали, что величины оседания, вызванные упругой деформацией коллекторов, имеют относительно небольшие значения.

Литература

1. Адушкин В. В., Турунтаев С. Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.
2. Баклашов И. В. Деформирование и разрушение породных массивов. М.: Недра, 1988. 271 с.
3. Барабанов В. Л. Техногенные геофизические явления на месторождениях подземных вод, нефти, газа и твердых полезных ископаемых // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 157-165.
4. Букринский В. А., Рашковский Я. З., Фролов Е. Ф. Совершенствование методов маркшейдерских работ и геометризация недр. М.: Недра, 1972. 384 с.
5. Гайрабеков И. Г. Исследование вертикальных смещений земной поверхности разрабатываемых месторождений нефти и газа. М.: Издательский дом «Академия Естествознания», 2011. 150 с.
6. Геология и перспективы нефтегазоносности Чечни и Ингушетии / И. А. Керимов, З. Г. Борисенко, А. А. Даукаев, З. Х. Моллаев и др. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2010. 298 с.
7. Гиматулинов Ш. К., Ширковский А. И. Физика нефтяного и газового пласта. М.: Недра, 1982. 311 с.
8. Гридин В. А., Голованов М. П. Техногенная геодинамика на разрабатываемых газовых месторождениях Ставропольского края // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2007. №9. С. 122-125.
9. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.

10. Желтов Ю. П. Деформации горных пород. М.: Недра, 1968. 197 с.
11. Жуков В. С., Кузьмин Ю. О., Полоудин Г. А. Оценка процессов проседания земной поверхности при разработке газовых месторождений (на примере Северо-Ставропольского месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2002. № 7. С. 54-57.
12. Калашников Ю. А., Ашихмин С. Т., Катошин А. Ф. Изменение геодинамической обстановки при разработке нефтяного месторождения // Нефтяное хозяйство, 2000. № 6. С. 28-32.
13. Калугин А. В. Обоснование принципов создания маркшейдерско-геодезических полигонов для контроля сдвижений земной поверхности при разработке нефтяных месторождений в условиях Западной Сибири. Автореферат диссертации на соискание ученой степени к. т. н. Пермь: ПГТУ, 2002. 20 с.
14. Касьянова Н. А. Экологические риски и геодинамика. М.: Научный мир, 2003. 332 с.
15. Кашников Ю. А., Ашихмин С. Г. Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья. М.: Недра, 2007. 467 с.
16. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Гайрабеков И. Г. К вопросу об оседании земной поверхности на нефтяных месторождениях. Депонировано в ВИНТИ № 1177-В94 от 12.05.94. 15 с.
17. Кратч Г. Сдвигание горных пород и защита подрабатываемых сооружений. М.: Недра, 1978. 494 с.
18. Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: АЭН, 1999. 220 с.
19. Кузьмин Ю. О., Жуков В. С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Издательство МГГУ. 2004. – 262с.
20. Мазницкий А. С., Мазницкий И. А. Анализ оседания земной поверхности при разработке нефтяного месторождения // Инженерная геодезия, 1984. № 24. С. 69-74.
21. Мазницкий А. С., Середницкий Л. М. Влияние параметров упругости пород на уплотнение коллектора и оседание земной поверхности при разработке нефтегазовых месторождений // Нефтяное хозяйство, 1991. № 6. С. 14-16.
22. Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти / Под ред. Мори В. и Фурментро Д. М.: Мир, 1994. 416 с.
23. Мельников Н. Н., Калашник А. И., Калашник Н. А. Техногенные геодинамические процессы при освоении нефтегазовых месторождений шельфа Баренцева моря // Вестник МГТУ, 2009. том 12. № 4. С. 601-608.
24. Николаевский В. Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 300 с.
25. Никонов А. А. Современные движения земной коры. Изд. втор., доп. М.: КомКнига, 2006. 192 с.
26. О деформации земной поверхности на разрабатываемом Северо-Ставропольском месторождении газа / Ю. В. Терновой, В. Н. Сергеев, В. Г. Гниловский и др. // ДАН СССР, 1965. Т. 164. № 4. С. 885-888.
27. Пискулин В. А. Геодезические данные о деформации земной поверхности в районе Газли. // Геодезия и картография, 1978. № 23. С. 24-28.
28. Современная геодинамика и нефтегазоносность / Сидоров В. А., Багдасарова М. В., Атанасян С. В. и др. М.: Наука, 1989. 199 с.

29. Современные движения земной коры и нефтегазоносность: на примере Терско-Каспийского передового прогиба / В. А. Сидоров, С. В. Атанасян, М. В. Багдасарова и др. М.: Недра, 1987. 115 с.

30. Субботин И. Е., Шевчук П. М., Бондарь А. Л. Зависимость деформаций земной поверхности от объема добычи газа // Нефтяная и газовая промышленность, 1984. № 1. С. 15-18.

31. Терновой Ю. В., Белов К. А. Оседание поверхности земли на Северо-Ставропольском-Пелагиадинском газовом месторождении // Газовое дело, 1969. № 9. С. 64-70.

32. Шадрин А. Г. Теория и расчет сдвижений горных пород и земной поверхности. Красноярск: КГУ, 1990. 200 с.

33. Щелкачев В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Гостоптехиздат, 1959. 469 с.

34. Яценко Р. В. Геодезические исследования вертикальных движений земной коры. М.: Недра, 1989. 191 с.

DEFORMATIONS OF SHEET DEPOSITS CAUSED BY DEVELOPMENT OF OIL DEPOSITS OF TERSKO- SUNZHENSKAYA PETROLEUM ZONE

Kerimov I. A.¹, Sc. Doctor (Phys.-math.), prof., Haysumov M. Ya.², Sc. Candidate (Geol.), docent, Ahmathanov R. S.³, postgraduate student

¹ Academy of Sciences of Chechen Republic, e-mail: Ibragim_Kerimov@mail.ru

² Complex Institute named after Kh. I. Ibragimov of RAS, Grozny, Russia

³ Grozny State Oil Technical University named after Acad. M. D. Millionshikov

Equation for more physically substantiated assessment of oil horizons roof convergence based on laboratory data on mechanical properties of rock samples and geological investigations is obtained. Calculations are carried out for the Terek-Sunzha oil and gas field.

Keywords: seams deformation, roof convergence, Terek-Sunzha oil and gas field

УДК 551.24

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РЕЛЬЕФА ГОРНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО КАВКАЗА (ЗАПАДНЫЙ ФРАГМЕНТ)

И.В. Бондырев¹, Ю.К. Бахтадзе², Али Узун³, С.А. Гогмачадзе⁴

¹ Тбилисский Государственный университет им. И. Джавахишвили, Институт географии им. Вахушти Багратиони, Грузия 0193, Тбилиси ул. Алексидзе, 1, e-mail: ibondyrev@yahoo.com

² Грузинский технический университет, Грузия 0175, Тбилиси, ул. Костава, 77.

³ Самсунский университет, г. Самсун, Турция.

⁴ Предприятие инженерно-геологических и геофизических исследований, г. Тбилиси, Грузия

Рассмотрено геолого-тектоническое строение горных районов западного фрагмента Южного Кавказа. На примере геологической карты, выполненной совместными усилиями турецких и грузинских специалистов показаны результаты, которые можно получить при проведении крупномасштабного (1:50000-1:25000) геологического картирования. В свою очередь, выполненный нами анализ информации, полученной в результате дешифрирования данных космической съемки, позволил обрисовать региональные особенности геологической структуры (линии тектонических нарушений, участки несогласных контактов геологических единиц, всю гамму кольцевых структур). Сопоставление материалов этих двух подходов к изучению геологического строения территории, позволило лучше разобраться в особенностях строения верхней части земной коры данного региона и, осветить не только характер литологии слагающих пород, но и тенденции функционирования разнонаправленных магмато-тектонических процессов геодинамики этой территории.

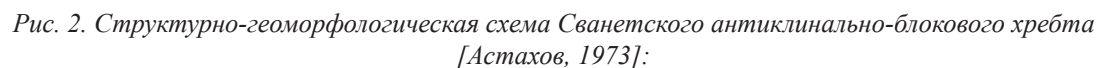
Ключевые слова: морфоструктуры, тектонические нарушения, кольцевые структуры, структурно-геоморфологическое районирование, Южный Кавказ (западный фрагмент).

Исследуемый район расположен на западе Грузии и крайнем востоке Турции. Геологическое строение региона содержит почти полный набор стратиграфических единиц (рис. 1).

Докембрий (Pr) предположительно выделен по характеру осадочно – метаморфических образований, залегающих ниже определённых по фауне нижнепалеозойских отложений (кемрийских) и представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и пр. Эти породы секутся габброидами и гранитоидами палеозоя. Докембрийские породы обнажаются вдоль водораздельной части Главного хребта Большого Кавказа (рис. 1).

Палеозой (Pz) – отложения кембрия, силура, девона и нижнего карбона представлены теми же вышеотмеченными породами, а также серицитизированными, граффитизированными сланцами, филлитами и др., которые метаморфизированы также глубоко, но степень метаморфизма чуть слабее с возрастом. Верхний карбон и пермь представлены нормальными отложениями. На Южном склоне Б. Кавказа палеозой-девон-пермь представлены однообразными отложениями – чередованием глинистых сланцев и песчаников.

Юрская система (Y) представлена широко и в разнообразном литолого-формационном составе. Наиболее полно она развита на Южном склоне Б. Кавказа.



1 – поверхности с высотой свыше 3000 м, поверхности с высотой 2000 м, 3 – гранитоидно-метоморфическая толща доюрского фундамента, 4 – палеозой-триас, 5 – нижний лейас, 6 – диабазы, 7 – антиклиналь, 8 – орографическая ось, 9 – разломы.

В Гагро-Джавской зоне нижняя и средняя юра представлена в контрастных литологических формациях, а полный разрез верхней юры в этой зоне имеется только в Верхней Раче.

Базальты региона представлены крайне пестрой гаммой генетических типов – пластовые, дайковые и покровные.

Меловая система (К) представлена нижним (K_1) и верхним (K_2) отделами. Первый сложен мергелистыми глинами, мергелями, обычными известняками и известняками ургонской фации, а также туфами и туфопесчаниками (свита Мтавари).

Кайнозой (KF) – палеогеновая (Р) и неогеновая (N) системы. Отложения этих систем сложены мергелями, реже известняками, глинами, песчаниками и конгломератами. Такой состав отложений можно встретить на перифериях склонов Б. Кавказа и в Рионской депрессии.

Четвертичная система (Q) разделяется здесь на три раздела. Нижний отдел (Q_1) представлен эффузивно-пирокластолитовыми породами, средний (Q_2) – древними аллювиальными отложениями, а верхний аллювий-делювием.

Согласно схеме геоморфологического районирования Грузии [Астахов, 1973; Бондырев, 2000], в пределах описываемой территории, с запада на восток выделяются следующие крупные морфоструктуры: Абхазский, Сванетский и Рачинский блоки Большого Кавказского хребта, а также Аджаро-Артвиский блок зоны сочленения Понтийского хребта с западными ответвлениями Малого Кавказа.

Рачинский блок представлен Рачинским отрезком Большого Кавказского хребта и тремя его ответвлениями – хребтами Лечхумским, Рачинским и Шода-Кедела.

Основная его часть представлена горст-антиклинальным хребтом Главного водораздела с выходами пород кристаллического фундамента. Юрская система (Y) представлена здесь широко и в разнообразном литолого-формационном составе. Следует отметить, что полный разрез верхней юры в этой зоне имеется только в Верхней Раче.

Базальты региона представлены крайне пестрой гаммой генетических типов – пластовые, дайковые и покровные. Здесь следует особо выделить андезитовую иглу ледника Зопхито, которая в середине XX века достигала высоты около 24 м. Однако, после землетрясений 1991 г и 2009 г. она значительно укоротилась.



Рис.3. Порфиритовый массив Каррета (Лечхумский хребет) [Джанелидзе и др., 1990; Бондырев, 1991]

Меловая система (К) представлена нижним (K_1) и верхним (K_2) отделами. Первый сложен мергелистыми глинами, мергелями, обычными известняками и известняками ургонской фации, а также туфами и туфопесчаниками (свита Мтавари) [Гамкрелидзе, 1976].

Кайнозой (КФ) – палеогеновая (Р) и неогеновая (N) системы. Отложения этих систем сложены мергелями, реже известняками, глинами, песчаниками и конгломератами. Такой состав отложений можно встретить на перифериях склонов Б. Кавказа и в Рионской депрессии.



Рис. 4. Выходы базальтов в долине р.Каджиани

Четвертичная система (Q). Она разделяется на три раздела. Нижний отдел (Q_1) представлен эффузивно-пирокластолитовыми породами, средний (Q_2) – древними аллювиальными отложениями, а верхний аллювий-делювием. Здесь следует отметить лавовый поток Цители-мта у Мамисонского перевала.

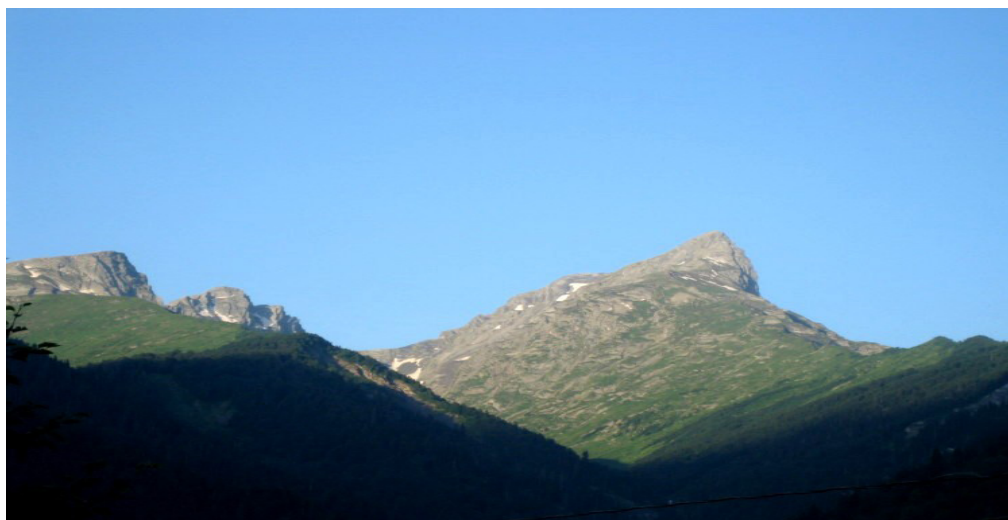


Рис. 5. Хребет Кедела и вершина Геске (3426 м)

Таблица 1

Морфометрические параметры горных хребтов и межгорных долин Рачи [Бондырев, Заалишвили, 2010] Г о р н ы е с о о р у ж е н и я			
наименование	протяжен- ность (км)	высота сред./мах. (м)	отроги
Лечхумский хребет	78	2080,4/3584 (<i>Самерцхле</i>)	Гумуристави, Гарагони, Самерцхле, Квацixe и др.
Шода	36,6	3027,9/3609 (<i>Шода</i>)	Сакаосмта
Кедела	19,2	3129,9/3426 (<i>Геске</i>)	Хварисцвера, Заурдзен- жи, Горгисмагали
Рачинский	96,2	2512,4/3593 (<i>Майхара-хox</i>)	
Р е ч н ы е б а с с е й н ы			
бассейн	участки		
Цхенисцкали	Рцхимелури, Цагерская котловина, Сароцкельская теснина, Нижнее-Сванетская котловина		
Риони	Верхнее-Рачинская котловина, Нижнее-Рачинская котловина, Чидросское ущелье, Ташский участок, долина р.Ладжанури, долина р.Джеджоры		

В тоже время, на территории Рачи можно выделить как линейно вытянутые, так и кольцевые структуры. Интересны кольцевые структуры долины Лухумисцкали (рис.6). Своеобразный рельеф долины совпадает с общим планом оро- и гидрографии Рача-Лечхумского региона. Ярко выраженная antecedentная долина р. Лухумисцкали прорезает не только породы сравнительно молодого Лухумского взбросасдвига, но и толщу Сакауру-Лухумской антиклинали, сложенную юрскими песчаниками и глинистыми сланцами. Если учесть, что протяженных субмеридиональных тектонических нарушений здесь не выявлено, то, по-видимому, есть основания считать, что формирование рельефа этой территории связано с крупной локальной Квацixe-Зопхитской кольцевой структурой (рис. 2), ответственной как за формирование трассы речной долины, так и за наличие резкого уступа в рельефе, отвесно обрывающегося к западу, образуя своеобразную куэстообразную форму водораздела рек Лухумисцкали и Сакаура [Бондырев 1991, 2000].

Нелинейные морфоструктуры

местные: I – Низутисцверский антисклинально-надвиговой массив, испытавший незначительное сводовое поднятие с активным развитием оползневых и селевых процессов, II – Дидмосахвевский сводовый массив с присводовым штокообразным участком, сложенным мраморизованными известняками, III – Каджианский приподнятый овално-блоковый участок водораздела р.р. Каджиани и Безымянной, с многочисленными выходами диабазовых и дабаз-порфировых даек, IV – Латашурский приподнятый овалный блок водораздела рек Латашурисцкали и Каджиани, с выровненными поверхностями и выходами диабазовых даек и жильных тел, V – Саламгуманский инверсионный овалный массив, приуроченный к замку антиклинали на контакте будзгорской и саглольской подсвит (свита геске) нижнего мела, VI – Кольцевой фрагмент плоской приводораздельной поверхности Кваишхе-Квацixe, в зоне выклинивания ноцарульской свиты;

региональные: А – Будзгорский овално-приподнятый блок Шодского хребта, обрывающийся на западе к долине р.Лухумисцкали резким Саламгруанским уступом, а на востоке переходящий в Зопхитский участок долины р.Риони.



Рис. 7. Штоковидная форма в ущелье Диди-Мосахвеви (Лухунис-цкали)
[Бондырев, 1986, Бондырев, Таварткиладзе, Церетели и др., 2007]

Помимо Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры размером 8,5 x 10 км, здесь выявлено несколько более мелких структур: Леписцверская, Диди-Мосахвеви, Каджианская, Латашурская и др. Диаметр этих структур колеблется от 2,0 до 4,2 км. Детальное изучение этих участков показало, что в центре или же в пределах контура этих кольцевых структур фиксируются либо четко выраженные штокообразные формы – Дидмосахвевская кольцевая структура, сложенная мраморизированными известняками, либо резкие выступы рельефа (Каджианская кольцевая структура), образованные диабазовыми телами позднеюрского возраста. Все это позволяет предположить, что в основе генезиса этих кольцевых структур могут лежать не вскрытые эрозией интрузивные тела. Следует отметить, что контур выраженной на космофотоснимках Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры представляет собой зону шириной 0,5-1,2 км, вдоль которой размещаются гидротермальные рудные месторождения с шагом 2-5 км от осевой части этой зоны, отображенной на рис. 6 в виде внешнего контура Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры. Среди петрогенных форм следует выделить башни Саирме – останцевые формы грандиозного оползневого тела сложенного юрскими известняками [Abesadze et al., 2004].

Сванетский отрезок представлен:

1. Хребты, массивы и межгорные котловины Южного склона:

1.а. Сванетский антиклинально-блоковый хребет

1.б. Адишский антиклинальный хребет

1.в. Местийская межгорная троговая котловина

Верхне-Сванетская котловина имеет в длину 100-120 км, а в ширину – достигает 46 км. Осью орографической котловины является русло р.Мулхура (приток р. Ингури). В геологическом отношении она складывается среднеюрскими сланцево-песчаниковыми толщами, которые местами нарушаются выходами метаморфизированных пород (сланцы, глыбовые конгломераты, кварциты и т. д.), порфиритовой

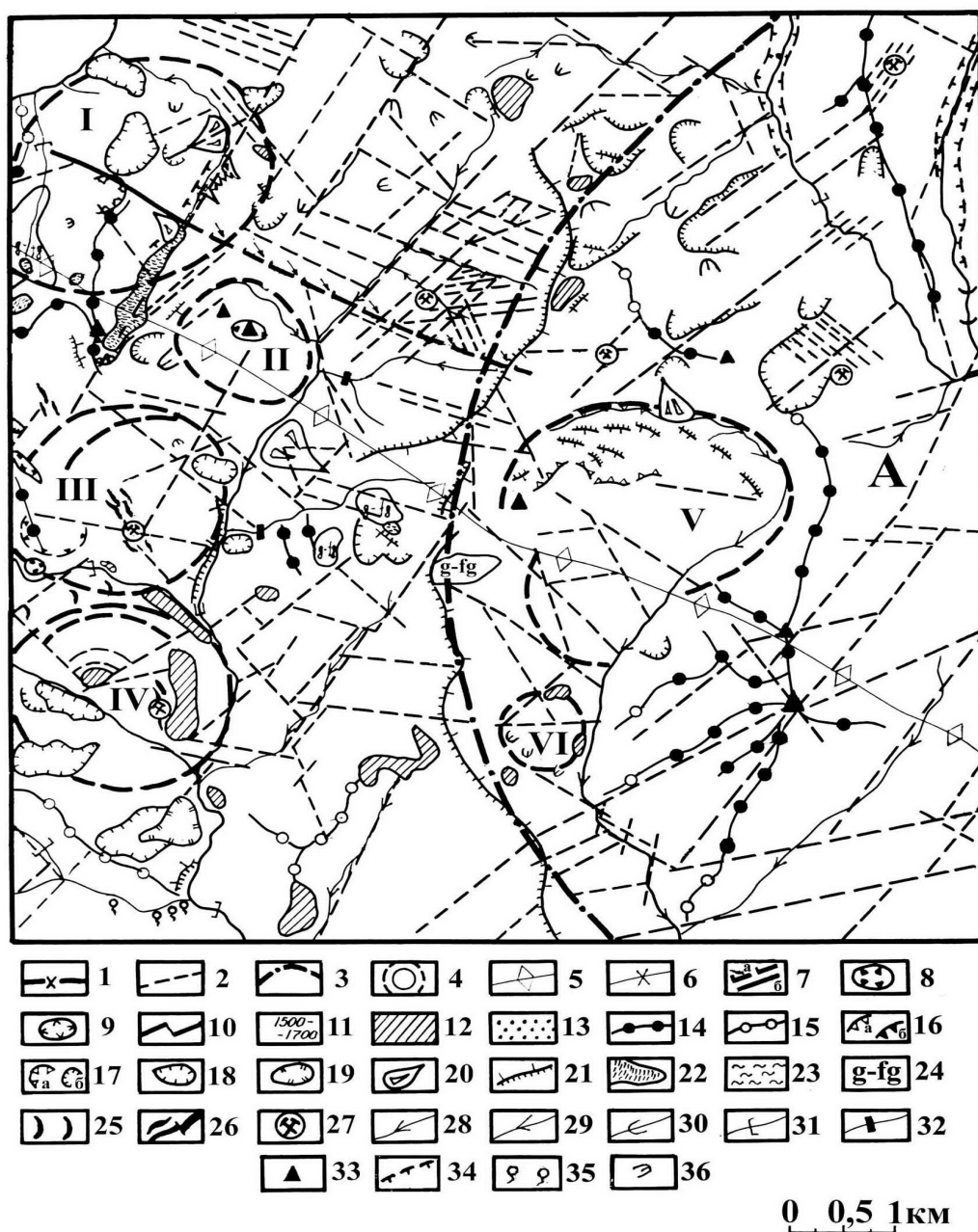


Рис. 6. Кольцевые структуры долины Лухумискали [Бондырев, 1991, 2003]

1 – региональные разломы, 2 – линии тектонических нарушений и зон трещеноватости, 3 – региональные кольцевые структуры, 4 – локальные и местные кольцевые структуры, 5 – оси антиклиналей, 6 – оси синклиналей, 7 – взбросо-сдвиг (а) и глубинный разлом (б), фиксируемые по данным геофизики, 8 – штокообразная форма, 9 – подножья отдельных массивов, 10 – границы структурных блоков, 11 – отметки высотных уровней, 12 – выровненные поверхности, 13 – плоские межгорные долины, 14 – острые зазубренные гребни водоразделов, 15 – округлые водоразделы, 16 – небольшие уступы в рельефе: а) эрозионные, б) денудационные, 17 – а) цирки, б) кары, 18 – оползни живые, 19 – оползни стабилизировавшиеся, 20 – конус выноса пролювиального материала, 21 – куэсты и резкие уступы в рельефе, 22 – современные ледники, 23 – заболоченные депрессии, 24 – отложения ледниковых и флювиогляциальных наносов, 25 – конечные морены, 26 – рудоносные дайки, 27 – месторождения рудного сырья, 28-31 – речные долины: а) V-образная симметричная, б) V-образная асимметричная, в) U-образная, г) корытообразная, 32 – водопады, 33 – отдельные вершины; 34 – боковые морены, маркирующие троговые долины, 35 – выходы родников; 36 – нивационные ниши.

свиты байоса и верхнеюрским флишем, сложенным мергелями и мергелистыми известняками. Несколько севернее расположена крупная Ушба-Уцерская интрузия батского возраста. Среди гранитоидов следует отметить кварцевые диориты верховьев рек Местиа-чала и Твибери.

Горные породы, слагающие эти морфоструктуры интенсивно разрушаются в результате действия ледников и водных потоков, а также физического выветривания, и переносятся вдоль склонов тальными и дождевыми потоками, лавинами и мощными селевыми процессами активно переформируют рельеф местности, выполаживая склоны [Геоморфология Грузии, 1971].



Фото 8. Фрагмент обширной поверхностной морены (мощность – 56 м) вскрытой речной эрозией р.Мулхури (в 5км к ЮВ от Местии)

В пределах Сванетской котловины мы можем так же наблюдать целую группу кольцевых структур (КС).

На Абхазском участке наблюдается четко выраженная связь баритовых и полиметаллических проявлений Абхазского рудного района с одноименной кольцевой структурой [Bondyrev, Uzun, 2011; Бондырев, 1986]. К этой структуре приурочено жильное медно-пирротинное оруденение расположенное к периферийной части концентрических кольцевых структур данного района.

Иначе обстоит дело на участке Аапстинской кольцевой структурой, также расположенной на внешнем контуре Абхазской региональной кольцевой структуры. Опробование, проведенное по внешнему кольцу Аапстинской кольцевой структуры показало высокое содержание барита, цинка, свинца, золота и др. Сама Аапстинская кольцевая структура ограничивает отложения низов верхней юры, представляя собой отраженный батолит. Слагающие эту структуру породы, по-видимому, насыщались гидротермальными растворами именно из этого очага.

В 1988 году во время полевых работ в долине р. Восточная Гумиста были выявлены образования, которые не укладывались в концепция юрского рудогенеза

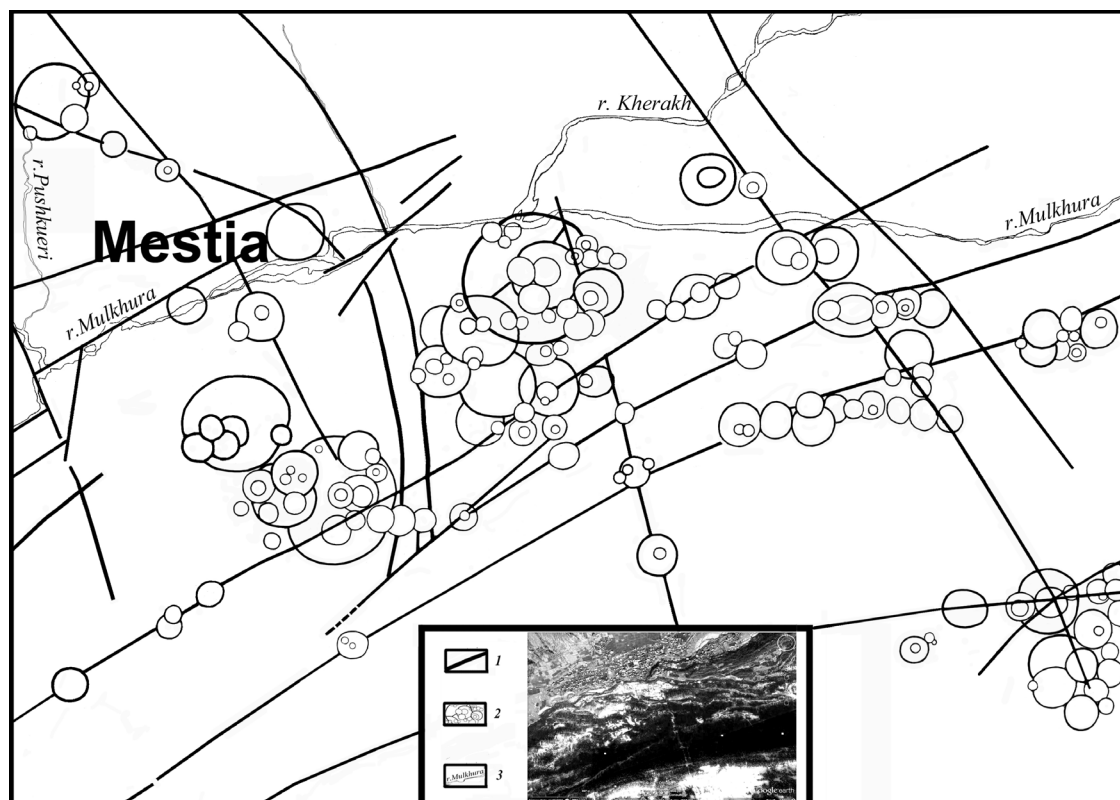


Рис. 9. Структурная карта части Местийского района: 1 – кольцевые структуры (КС) – отраженные на поверхности энергетические концентры; 2 – линии тектонических нарушений; 3 – речные долины [Бондырев, Гогмачадзе, 2011].



Рис. 10. «Аниева дорога» на левом борту ущелья р. Восточная Гумиста

этого региона. Так, обнаруженная здесь так называемая «Апиева дорога» [Бондырев, 1989], представляет собой феномен, который ставит вопрос о пересмотре наших взглядов на эту проблему. Протяженность этой «мощенной дороги» достигает 523 м, при ширине 1,0-1,5 м. Она представляет собой вытянутую полосу вертикально вздыбленных плит известняка, залегающих среди пологонаклонных слоев массивных блоков, разбитых трещинами. [Бондырев И. В., 1989; Бондырев И. В., Бахтадзе Ю. К., 1989].

Данные химического и спектрального анализов показали, что «дорога» представляет собой жильное тело, сложенное гидротермально измененными породами (известняки).

Сам пласт известняков залегает среди юрских и среднепалеозойских отложений и представляет собой тектонический клин. Все это свидетельствует о тектонно-гидротермальном генезисе этой структуры [Бондырев, Бахтадзе, 1989].

Таблица 2

Результаты химического и спектрального анализа проб, взятых на участке «Апиевой дороги» [Бондырев, Бахтадзе, 1989]

Определяемые компоненты (%)	Место взятия пробы и ее характер		
	Жильное тело (известняки)	Нижний пласт вмещающей толщи (известняки)	Верхний пласт вмещающей толщи (известняки)
CaO	53,07	54,08	54,63
MgO	0,88	0,39	0,38
SiO ₂	2,70	1,52	1,31
Al ₂ O ₃	0,60	0,68	0,51
Fe ₂ O ₃	0,70	0,46	0,30
SO ₂	0,25	-	-
K ₂ O	0,40	0,45	0,30
Na ₂ O	0,35	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,30	-	-
Ba	0,02	0,01	0,01
Ag	0,1·10 ⁻⁴	-	-

Одним из наиболее интересных и наименее исследованных участков является территория на юго-западе Грузии (Горная Аджария) и сопредельных территориях Турции, занимающая площадь 6750 км². Основной орографической осью этого региона является Шавшетский хребет, который в широтном направлении протянут от р. Мачахелисцкали на западе до его сочленения с Арсианским и Эрушетским хребтами на востоке. Он разделяет два основных водных бассейна этой территории – р. Аджарисцкали и р. Мейданчик (Имерхеви). Первая берет свои истоки на Арсианском хребте и, петляя, прорезает свое русло в узкой и глубокой долине, расширяющейся к устью (слияние с р. Чорохи), а вторая – впадает в р. Чорох вблизи от г. Артвин.

Согласно предложенной нами схеме структурно-геоморфологического районирования территории Грузии [Бондырев, 2000], а так же, данным анализа материалов дешифрирования космических снимков GOOGLE 2005-2008 гг. [Bondyrev, Uzun,

2011, Bondyrev, Tatashidze, Singh et al., 2006], и данным полевых исследований 2003-2010 гг., исследуемая территория представлена следующими структурными единицами:

1. Месхетский (Аджаро-Имеретинский) блоково-антиклинорный хребет, сложенный палеогеновыми вулканитами и сиенит-диоритовыми интрузиями, со следами древнего оледенения
2. Узкая грабен-синклинальная (моноклиналиная?) долина, широкого овалобразного бассейна р.Аджарисцкали
3. Блоково-антиклинальный Чаквинский хребет
4. Сводово-вулканогенный Шавшетский хребет
5. Блоковый, вулканогенно-тектогенно-эрозионный Арсианский хребет с вулканическим массивом Арсиан
6. Складчато-глыбовый Лазистанский (Восточно-Понтийский) хребет с вулканическим массивом Карчхал со следами четвертичного оледенения.
7. Тектогенно-эрозионная долина р.Чорох
8. Вулканический массив Атиан-даг
9. Грабен-синклинальная, эрозионная долина овалобразного бассейна р. Мейданчик (Имерхеви)
10. Структурный, тектоногенно-вулканический изометрический Камерадагский хребет
11. Грабен-синклинальная изометрическая (кольцевая) структура Ардаганской заболоченной равнины.

Основным генератором сейсмической нестабильности региона, определяющим тектонический режим данной территории является Северо-Анатолийский разлом, продолжение которого наблюдается и в системе разломов Аджаро-Триалетской складчатой системы (рис. 3).

Мощность среднеэоценовых отложений вулканогенной толщи исследуемой территории (за исключением Ардаганской равнины и фрагментов бассейна р.Кура) достигает 4000-4800 м. Для северной части региона и Понтийского участка Турции характерна линейная складчатость основных морфоструктур. В тоже время, локальные вершины Эрушетского хребта (нагорья) представляют собой неогеновые экструзивные купола [Abesadze et al., 2004], причем последние проявления вулканизма имели место здесь еще в верхнем плиоцене. В Кедском районе, вблизи с. Мериси, зафиксированы отдельные массивы образованные сиенит-диоритовыми интрузиями этого времени. Аналогичные формы встречаются и у с.Намонастреви.

Все это определяет характер развития рельефа, и в первую очередь – горных склонов. Так, сильная раздробленность поверхностных блоков земной коры обусловила уровень ее нестабильности, что выражается в высокой оползневой активности этой территории. Так, только в долине р. Аджарисцкали зафиксировано 126 оползневых участка на которых развито более 590 оползневых тел [Бондырев, 2000].

Ранее, рассматривая проблему кольцевых структур Грузии [Бондырев, 1991], мы уже отмечали такие феномены, как Хулойская КС, выраженная в рельефе Хулойским участком бассейна р. Аджарисцкали и КС Эрушетского вулканическое нагорья. Многолетние исследования в этой области, показали, что консолидация большого числа локальных и местных кольцевых структур, в виде отдельных скоплений или групп на небольших участках окружности региональных кольцевых структур,

сопровожаемая субширотными и меридиональными разломами, представляет собой важный рудоконтролирующий признак. Об этом свидетельствует и факт приуроченности порфиритизированных зон Кириати, Марадида, Учхоби, Схалта, Лаклаketи, Диди-Ачара, Чаквистави, Кеда, Джочо, Ахо, Атара, Тбети, Бахмарос-геле и др., а также рудных месторождений Аджарии к этим участкам. Многочисленные интрузии жильных базальтов и сиенит-диоритов отмечаются у Хуло и селений Горджоми, Тавкудиани, Чанчхало, Дгваниси, Бари, Мериси, Дологани и др. На турецкой территории к этим зонам приурочены: Базигирское медно-полиметаллическое месторождение в верховьях р.Имерхеви, Мургульская группа медно-цинковых месторождений (к востоку от исследуемого региона): Мургул, Аналтак, Дамар, Чакмаккая, Чайнели-Маденкей и др. В окрестностях г. Шавшат расположено гидротермально-жильное месторождение марганца.

Проведенные в 2008-2010 гг. исследования позволили отрисовать довольно сложную картину структурного рельефа данной территории. Широтной осью региона является вулканогенный, сводово-эрозионный Шавшетский хребет с высотами от 1800 до 2990 м над уровнем моря. Центральный меридиан проходит по линии Бахмаро-Шавшат, пересекая Месхетский, Шавшетский и Арсианский хребты с их отрогами и, по профилю имеет практически те же высоты.



Рис. 11. Река Майданчик (Имерхеви) являющаяся базисом эрозии Имерхевской КС.

Здесь выделяются три крупных региональных кольцевых структуры – Хулойская, Имерхевская и Ханак-Чилдырская. В верховьях р. Бахвис-цкали – Супса расположена Хулойская региональная кольцевая структура (КС), имеющая несколько оваловидную форму с диаметром 66,7 км. С юга к ней примыкает Имерхевская (Шавшат-Ардаганская) КС диаметром 9,1 x 7,6 км (рис. 4), в центре этой структуры расположен гребень Арсианского хребта, с вершиной Дерин (2759м), от которого ответвляется Кемердагский хребет. Внутри нее фиксируется более 25 более мелких КС, представленных преимущественно вулканическими конусами (почти снивели-

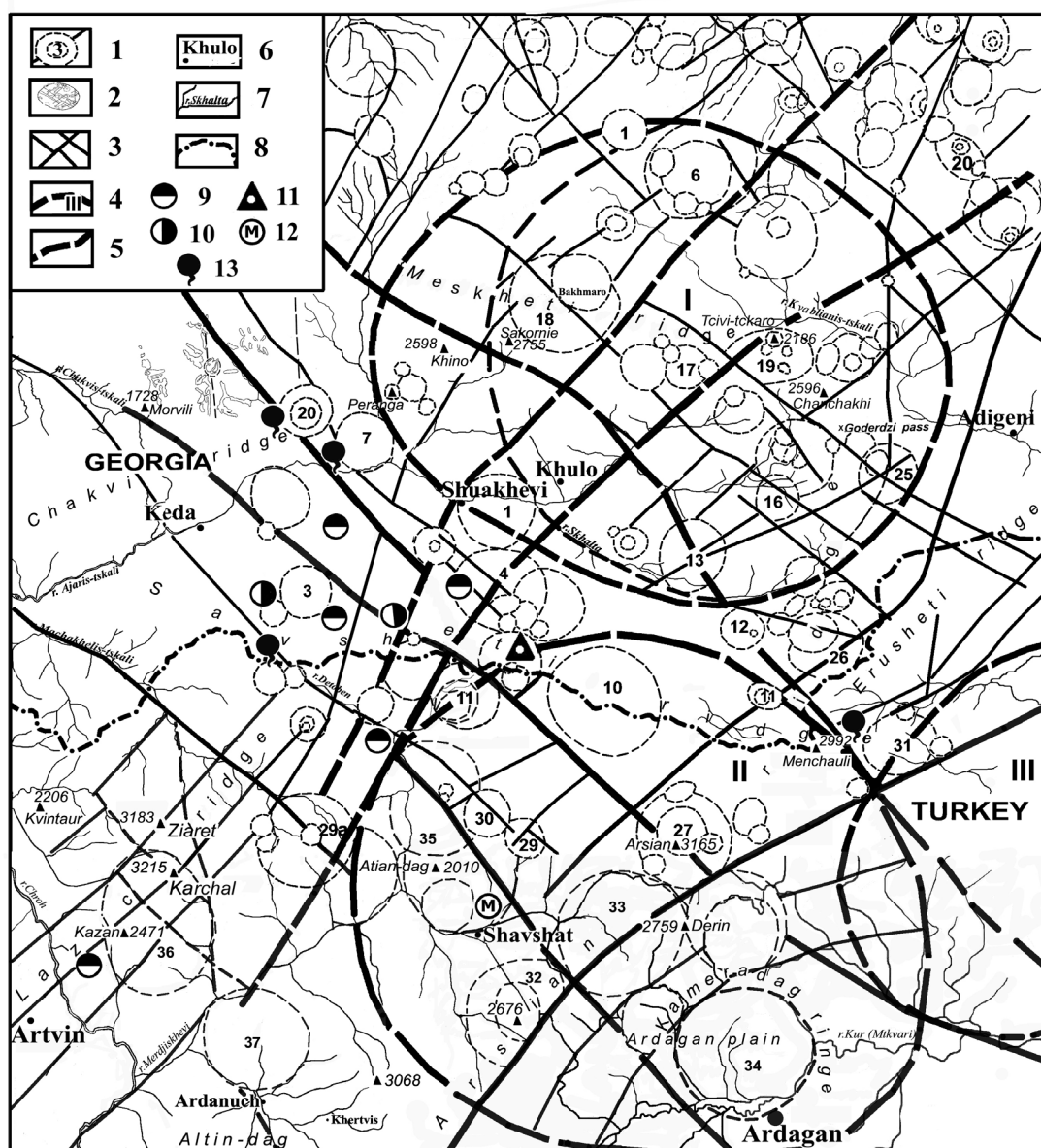


Рис. 12. Структурно-геоморфологическая карта исследуемой территории [Bondyrev, Uzun, 2011, Бондырев, 2012].

Условные обозначения:

1 – местные кольцевые структуры и их номер, 2 – региональные кольцевые структуры и их номер, 3 – линии тектонических нарушений, 4 – граница региональной структуры, 5 – зоны региональных разломов, 6 – районные центры, 7 – основные реки, 8 – государственная граница.

Рудопроявления: 9 – свинцово-полиметаллическое, 10 – свинцово-цинковое, 11 – серно-колчедановое, 12 – марганец, 13 – выходы минеральных вод

Основные региональные кольцевые структуры:

I – Хулойская, II – Шавшат-Ардаганская, III – Ханак-Чилдирская

Основные локальные кольцевые структуры:

1 – Штвирская, 2 – Геглидзееская, 3 – Кочлатавская, 4 – Дгвамская, 5 – 6 – Мучутская, 7 – Чанчалойская, 8 – Кабенская, 9 – Шамбалетская, 10 – Барек-хевская, 11 – Тавсахнисская, 12 – Магалмтисская, 13 – Намансерская, 14 – Тхилванская, 15 – Ракатская, 16 – Деспараульская, 17 – Цивикаройская, 18 – Гарикульская, 19 – Квабис-джварская, 20 – Калвская, 21 – Датвиссадумская, 21а – Джварисцварская, 22 – Сахирийская, 23 – Дидлабортская, 25 – Замборская, 26 – Самкинарская, 27 – Чидогельская, 28 – Квемодзавская, 29 – Кочлатавская, 30 – Дубечурская, 31 – Юкавийская, 32 – Шавшетская, 33 – Деринская, 34 – Ардоганская (отрицательная), 35 – Атияндагская, 36 – Качкар-Казанская, 37 – Арданучская

рованные процессами эрозии и денудации). Днище долины гораздо более широкое, нежели у р.Аджарисцкали (см. рис. 6), хотя ее многочисленные притоки прорезают в крест, по линиям тектонических трещин и ослабленным зонам толщи горных массивов.

К западу от этих двух региональных кольцевых структур расположена Ханак-Чилдырская КС, которая входит на исследуемую территорию лишь своей западной частью. Ее общий диаметр приблизительно такой же, как и у Хулойской структуры (60-72 км), но она имеет более сложный контур, что обусловлено многочисленными излияниями лав и многократной перестройкой, как речной сети, так и общей конфигурации водоразделов.

Особое место занимают зоны расположенных в крест региональных разломов имеющих СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирание. Именно к этим участкам и приурочены все рудные месторождения данного региона и, многочисленные выходы минеральных источников.

Таблица 3

**Размерность основных линейных и кольцевых морфоструктур
[Bondyrev, Uzun, 2011]**

№	Наименование	Протяженность (км) / высшая точка (м)			Общая	Геологическое строение
		В пределах исследуемой территории	Турция	Грузия		
Горные хребты и массивы						
1	Месхетский	78 км / Сакорние, 2755 м	-	78 км	138 км / Меписцкаро, 2850 м	Эоценовые вулканогенно-осадочные толщи, интрузии сиенитодиоритов
2	Чаквинский	24 км / Морвили, 1726 м	-	24 км / 1726м	24км	– “ –
3	Арсинанский (Ialnizcam Daglari)	203 км / Арсиан, 3165м	150 км	56 км / 2987м	203км	Сильно денудированные складчатые структуры: среднеэоценовые туфобрекчии, туфопесчаники и андезитовые покровы, сланцевые песчаники
4	Карчхальский массив (Лазистанский, Восточно-Понтийский хребет)	21 км /Карчхал, 3215 м	21 км / Карчхал, 3215 м	-	21 км / Карчхал, 3215 м	Вулканогено-осадочные породы мел-палеогена, гранитоидные интрузии
5	Шавшетский	70 км /Хева, 2812 м	63 км/ Менчаули, 2992 м	7 км / Шабанибели, 2646 м	70 км	Слоистые пирокластиты, андезито-базальтовые покровы, туфобрекчии, реже – терригенные песчаники

6	Эрушетский	57 км / Канлы-даг, 2912 м	23 км / Канли, 2912 м	33 км / Гумбати, 2964 м	90 км / Гумбати, 2964 м	Сильно дислоцированные вулканогенные породы среднего эоцена, верхнего миоцена и нижнего плиоцена
7	Кемердагский	56,5 км / Дерин, 2759 м	56,5 км / Дерин, 2759 м		56,5 км / Дерин, 2759 м	Породы гонердзской свиты, долеритовые базальты
Структурные равнины – площадь (км ²)						
1	Ардаганская	150 км ²	150 км ²	-	150 км ²	Al-pl отложения, покровы из пород гонердзской свиты, на бортах – коллювий
Речные долины – протяженность и площадь бассейна (км/км ²)						
1	Чорохская	18 км / 91,2 км ²	412 км / 19,91 тыс. км ²	31 км / 2,09 тыс. км ²	438 км / 21,1 тыс. км ²	Al-pl-dl отложения на вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах
2	Аджарисц-кальская	90 км / 1,54 тыс. км ² , истоки – Арсианский хр.	-	90 км / 1,54 тыс. км ²	90 км / 1,54 тыс. км ²	Чередование V – образных долин с теснинами, сложенными внутриформационными андезитовыми покровами
3	Кваблианская	41 км / 908 км ²	-	41 км / 908 км ²	41 км / 908 км ²	– « –
4	Чаквисцкали	/ 172,6 км ²				– « –
5	Мачахелисц-кали	40 км / 368 км ²	40 км / 245 км ²	40 км / 123 км ²	40 км / 368 км ²	– « –
6	Мейданчик (Имерхевская)	108 км / 433 км ²	108 км / 433 км ²	-	108 км / 433 км ²	– « –
7	Куринская	89 км / 2060 км ²	185 км / 5500 км ²	390 км / 46200 км ²	истоки – мас, Кызыл-гядик (2742 м) 1364 м / 188 тыс км ²	dl, pl, al – отложения, андезито-базальты, туфопесчаники и породы гонердзской свиты

Следует отметить, что эти структуры представляют собой небольшие фрагменты более масштабных разломов, которые фиксируются от Ирана до Крыма и, от Центральной Анатолии до Сурамского хребта и далее, к Казбегскому массиву.

Именно здесь расположен один из основных узлов их пересечения, что с одной стороны способствует высокой геодинамической активности исследуемой территории, а с другой, указывает на его место в общей картине тектоники Евразии [Avdeev, 2011]. Прекрасным примером роли подобных разломов в перестройке рельефа может служить пример глубокого речного вреза р. Мейданчик (Имерхеви).

Приведенная на рис. 13 геологическая карта приграничной зоны исследуемой территории, выполненная совместными усилиями турецких и грузинских специалистов, отражает ту реальную картину, которую можно получить при проведении

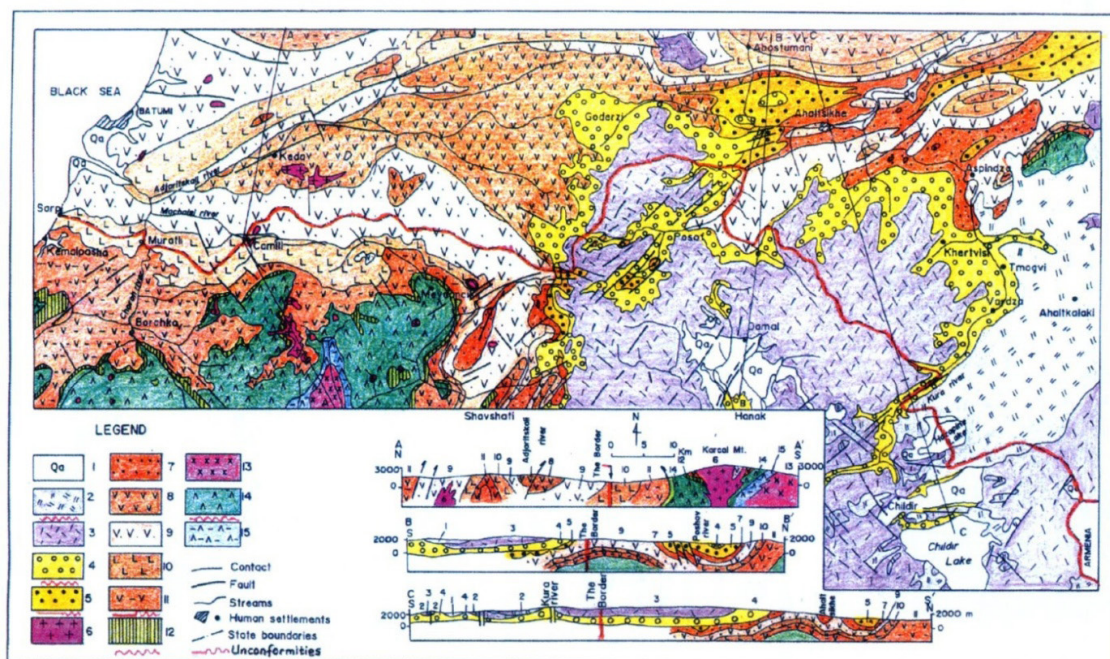


Рис. 13. Геологическая карта приграничной зоны Грузии и Турции [Yilmaz et al., 2001].

Условные обозначения

Современный аллювий. 2) Четвертичные базальты, местами – андезиты 3) Плиоценовые андезиты, 4) Верхней миоцен – нижнеплиоценовые вулcano-кластические породы, местами – базальтовые лавы, 5) Оligоценовые кластиты, 6) Эоценовые интрузивы, 7) Верхнеэоценовые мелкие морские кластиты, 8) Верхнеэоценовые мелкие морские вулканические образования, 9) Среднеэоценовые базальтовые вулcanoгенно-кластические (верхний горизонт), 10) Среднеэоценовые дациты и андезиты (средний горизонт), 11) Верхнеэоценовые дациты и андезиты (верхний горизонт), 13) Маастрих-палеоценовые известняки и кластиты, 14) Верхнемеловые гранитоиды, 15) Верхнемеловые присводовые ассоциации, 16) Предверхнемеловые метаморфические вулканические осадочные породы

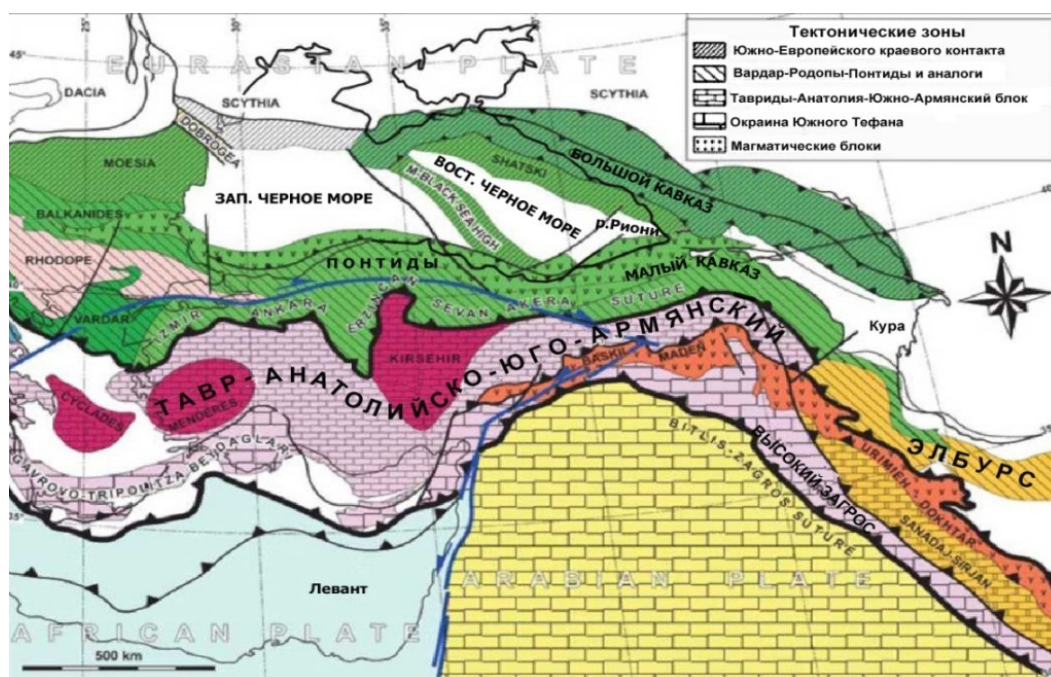


Рис. 14. Характер тектоники Кавказско-Малоазиатского региона [Sosson et al., 2010]

крупномасштабного (1:50000-1:25000) геологического картирования. В свою очередь, выполненный нами анализ информации, полученной в результате дешифрирования данных космической съемки (Google, 2008), позволил обрисовать региональные особенности геологической структуры (линии тектонических нарушений, участки несогласных контактов геологических единиц, всю гамму кольцевых структур). Сопоставление материалов этих двух подходов к изучению геологического строения территории, позволило лучше разобраться в особенностях строения верхней части земной коры данного региона и, осветить не только характер литологии слагающих пород, но и тенденции функционирования разнонаправленных магмато-тектонических процессов геодинамики этой территории. Без изучения этой сложной связи невозможно выявить морфогенетические особенности литодинамики и генезиса рельефа изучаемой территории.

В данном конкретном случае, рассмотрим это на примере исследуемого региона М. Соссон и др. исследователи [Sosson et al., 2010] считают крайне важной роль тектоники киммерийского эпохи в формировании, как самого Черного моря, так и его прибрежной части, т. к. именно в это время формировались как геологические особенности, так и основные горные сооружения региона. На приводимой ниже карте тектоники Восточного Средиземноморья (рис. 14) видно, как выдавливаются Понтийский и Малокавказско-Анатолийский сегменты горных систем к северу. Считается, что в результате развития дуг горных хребтов Восточного Средиземноморья, северная ветвь этих хребтов сформировалась в виде Понтида, Тавра, Анатолийского и Армянского нагорий. Подъем и полное развитие этих горных систем началось в юре и, достигло высшей точки в олигоцен-миоцене, в результате надвига с юго-запада жесткой Аравийской плиты.

Широкое развитие на данной территории процессов вулканизма во многом определило характер рельефа. Это можно видеть и сейчас на многочисленных примерах широко распространенных по всей территории, многочисленных фрагментов вулканических сооружений (куполов, пиков, обелисков, некков и т. д.). Примечательно, что с древности они использовались местным населением для постройки на них оборонительных сооружений (рис. 15).

Лазистанский хребет сформировался на месте типичной эвгеосинклинали и сложен вулканогенно-осадочными породами мел-палеозоя.

Практически все горные хребты достигающие в высоту 2100-2300 м над у.м. сохраняют не только следы древнего оледенения – кары, цирки, троговые долины, которые во множестве наблюдаются на гребнях Арсианского, Шавшетского, Лазистанского и Месхетского хребтов, но, местами (Карчхальский массив) сохранили небольшие ледниковые бассейны с фрагментами довольно значительных троговых долин (рис. 16).

Особое место, при анализе стабильности геоморфологического режима территорий занимает оценка как количества уровней, как речных террас, так и выровненных поверхностей. На исследуемой территории наблюдается следующая картина:

Наиболее четко выровненные поверхности фиксируются на Шавшетском хребте, где они занимают три высотных диапазона от 1500 до 2600 м (см табл. 3).

Данные бурения показали, что на территории региона имеются не только современные, но и реликтовые участки выровненных поверхностей, уровень которых соответствует верхней границе куяльницких отложений (650-900 м) [Надареишвили, Садрадзе, 2004]. При этом, они имеют наклон в сторону моря или Колхидской низменности и, в большинстве случаев, образованы миоценовыми пластовыми интрузиями, мощность которых достигает 1,5 км.



Рис. 15. Артвинская крепость на вулканическом выступе при спуске от города к р. Чорох (фото И. В. Бондырева)



Рис. 16. Сводово-вулканогенный массив Карчхал (3215 м) с небольшими очагами современного оледенения

Таблица 4

Ступени речных террас северной части региона [Цховребашвили, 1978]

Речной бассейн	Террасовые уровни (м. над у.м.).					
	I	II	III	IV	V	VI
Бахвис-цкали	3,5-5	70-80	160-170	315-320		
Супса	3-6	10-25	25-60	70-95	100-120	
Аджарисцкали	10-18	25-40	55-60	100-130	120-160	200-260
Кваблиани	5-9	15-18	25-50	55-60	70-120	130-150

Таблица 5

Выровненные поверхности

Район	Высота выровненных поверхностей (м над у.м.)					
	I	II	III	IV	V	VI
Западная часть Месхетского хребта [Канделаки и др., 1955]	1770	1880	2100	2300	2450	2500
Долина р. Аджарисцкали [Джаке-ли Х. Г., 1962]	900-1000	1220-1400	1800-1620	1900-1970	2170	2500
Шавшетский хребет [Астахов, 1973]				1500-1650	1900-2000	2200-2600

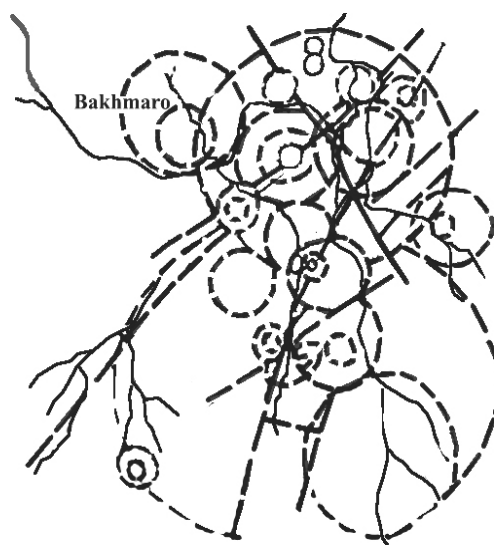


Рис. 17. Характерные структуры района Бахмаро, Месхетский хребет

По мнению Л. И. Маруашвили [Геоморфология Грузии, 1971] все выровненные поверхности Грузии (а, по-видимому, и Восточной Турции) имеют возраст от нижнего миоцена до нижнего плейстоцена. Исключение составляет лишь Дзирульский массив, расположенный в 125 км к СВ от изучаемой территории. Классическим примером таких образований является поверхность одного из отрогов Месхетского хребта – Лоборта.

На севере исследуемой территории структурные формы рельефа, а так же следы древнего оледенения четко фиксируются на блоково-антиклинальном Месхетском

хребте сложенном туфобрекчиями и сиенит-диоритовыми эффузивами, что особенно ярко проявляясь в районе курорта Бахмаро.

Наряду с линиями тектонических разломов, осей складок и надвигов-сбросов, которые хорошо отражены на рис. 12, в результате анализа космоснимков с высокой разрешающей способностью (Google, 2009), в районе окрестностей Бахмаро были выделены как субмеридиональные линии небольших тектонических нарушений или ослабленных зон верхнего структурного яруса, так и целая система концентрических кольцевых структур (рис. 17). Последние, по всей видимости, представляют собой проявления термальных нестабильностей земной коры этого участка, что подтверждается как особенностями рельефа (наличие многочисленных, мелких плоских или полого наклонных поверхностей, выходы грунтовых вод и т. д.). Об этом же свидетельствуют как ярко выраженные тектонические формы рельефа (каньоны и теснины) р. Джехеннем Дереси протекающей по южным склонам Шавшетского хребта в окрестностях г. Ардануч (бывшая столица Тао-Кларджети – Артануджи).

Широкая, троговая форма долины одного из основных истоков р. Бахвис-цкали на высоте 1925 м над у.м., так же может служить свидетельством ледниковой обработки поверхности (рис. 18).



Рис. 18. Типично троговая долина одного из основных истоков р. Бахвис-цкали (на заднем плане п. Бахмаро)

Далее, к югу от этого района, расположена область Восточной Анатолии или западной части Армянского нагорья, сложенная преимущественно вулканогенными отложениями и лавами, образуя складчатые горные цепи и котловины. Этот район «...является связывающим звеном между Анатолийским и Иранским нагорьями, с которыми оно имеет значительное сходство» [Бальян, 1969, с.331] и, представляет собой тектонически приподнятое плато-плоскогорье, обрамленное со всех сторон мощными горными цепями складчатых систем Понтийских гор, Тавра и Малого Кавказа. Здесь особо выделяются Карское плоскогорье, горные системы Агри-даг и расположенная южнее Араратская котловина.

Литература

1. Астахов Н.Е. Структурная геоморфология Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1973. 268 с.
2. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей, Ереван: ЕГУ, 1969. 388 с.
3. Бондырев И.В. Опыт применения структурно-геоморфологического метода при поисках полезных ископаемых в Абхазском рудном районе. В кн. «Актуальные вопросы наук о Земле» (ред. И.В. Бондырев), Тбилиси: Изд.ТГУ, 1986. С. 44-47.
4. Бондырев И.В. Апиева дорога в Абхазских Альпах // «Природа Грузии», №2. 1989. С. 11.
5. Бондырев И.В. Аэрокосмические исследования и проблема кольцевых структур, Тбилиси: Техинформ, 1991. 64 с.
6. Бондырев И.В. Новый взгляд на некоторые проблемы геоморфологии Грузии, Тбилиси: Ин-тут географ. АН Грузии, 2000. 72с.
7. Бондырев И.В. Кольцевые структуры Грузии // Геотектоника, №2. 2003. С. 98-108.
8. Бондырев И.В. Нивально-гляциальные процессы (сели) Месхетского хребта (Юго-Западная Грузия) и их отражение в современном рельефе //Мат. межд. конф. «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита», посв. 100-летию С.М. Флейшмана, (Москва, 17-19 октября 2012), Геофак. МГУ, 2012. С. 48-59.
9. Бондырев И.В., Бахтадзе Ю.К. О возможном нахождении гидротермальных рудоносных структур постмелового возраста в Западной Грузии, ИЛ, «Передовой производственно-технический опыт», сер. «геология», №8, Тбилиси: ГрузНИИНТИ, 1989.
10. Бондырев И.В., Гогмачадзе С.А. Геоморфология и геофизика Верхней Сванетии (Грузия) //«Seismic hazard and seismic risk management in Caucasus» (Proceedings of the IV Caucasus international school-seminar, October 24-26, 2011), Vladikavkaz, 2011. С. 85-98.
11. Бондырев И.В., Заалишвили В.Б. Геоморфология и палеогеография Рачи // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа. Владикавказ: ЦГИ ВНИЦ РАН и РСО-А, 2010. С. 105-140.
12. Бондырев И.В., Таварткиладзе А.М., Церетели Э.Д., Маммадов Р.М. и др. География катастроф и риска хоны влажных субтропиков Кавказско-Понтийского региона, Тбилиси: Полиграф, 2007, 375с.
13. Гамкрелидзе И.П. Механизмы формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
14. Геоморфология Грузии (ред. Л.И. Маруашвили), Тбилиси: Мецниереба, 1971. 610 с.
15. Джанелидзе Т.В., Панцулая В.В., Бондырев И.В. Перспективы системного анализа рудоносных структур и методы поиска минерального сырья в Грузии. Тбилиси: Груз НИИНТИ, ОИ, сер. геол. 1990. 48 с.
16. Джакели Х.Г. Физико-географическое районирование Аджаро-Имеретинского хребта //«Сборник трудов Азерб. Гос. ун-та», серия «физическая география», №1. 1962. С. 68-74.
17. Канделаки Н.А., Давидова А.Д., Вашакидзе И.Г., Дзоценидзе Н.М. Отчет о геологический съемке Аджарии в 1955г, Тбилиси: Фонды Управления геологии Грузии, 1955. 181 с.

18. Надареишвили Г. Ш., Садрадзе Р. Г. Корреляция палеогенового вулканизма Восточных Понтидов (Турция) и ЮЗ части Аджаро-Триалетской зоны (Грузия) // Труды института геологии Грузии, новая серия, т. 119. 2004. С. 599-612.
19. Цховребашвили Ш. А. Геоморфология Аджаро-Триалетского хребта, часть 1, Тбилиси: ТГУ, 1978. 295 с. (на грузинском языке).
20. Abesadze G., Adamia Sh., Beradze R., Bukia S et al. (Edit. – Adamia Sh., Gudjabidze G. Geological map of Georgia, Tbilisi: Union GEO-ECO, M 1:500000. 2004.
21. Avdeev B. Tectonics of the Greater Caucasus and the Arabia-Eurasia orogen, University of Michigan, 2011. 147 pages; AAT 3476323
22. Bondyrev I. V., Ali Uzun (2011) Geomorphology and paleogeography of the Meskheta range (South-western part of Georgia) // Proceedings II Intern. Scien.-practical Conf.: «Dangerous natural and man-made geologic processes in mountain and about foothill areas of the Northern Caucasus.: Vladikavkaz: CGI VSC Russian Acad. Sci. and RNO-A, 2011. pp. 86-96.
23. Bondyrev I. V., Tatashidze Z. K., Singh V., Tsereteli E. D., Yilmaz A. Impediments to the Sustainable Development of the Caucasus-Pontides region, in «New Global Development», Journal of Intern & Comparative social welfare, Twentieth anniversary special, v. XX, № 1, 2006. pp. 33-48.
24. Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F. and Starostenko V. Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 2010; v. 340; p. 1-10
25. Yilmaz, A., Engin, T., Adamia, SH. & Lazarashvili, T. (eds) Geological Studies of the Area Along Turkish-Georgian Border. Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Report, 1-388. 2001.

GEOLOGICAL-TECTONIC FEATURES OF STRUCTURAL RELIEF OF MOUNTAINOUS REGIONS OF THE SOUTH CAUCASUS (WESTERN PART)

I. V. Bondyrev¹, U. K. Bakhtadze², Ali Uzun³, S. A. Gogmachadze⁴

¹ Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Bakhushy Bagrationy Institute of Geography, 1 Aleksidze str. 0193, Tbilisi, Georgia, e-mail: ibondyrev@yahoo.com

² Georgian Technical University, 77, Kostava Str., 0175, Tbilisi, Georgia

³ Ondokuz Mayıs University, Rektörlük Binası 55139 Kurupelit / SAMSUN

⁴ Geological engineering and geophysical studies Company, Tbilisi, Georgia

Geological-tectonic structures of mountainous regions of western part of the South Caucasus are considered. In example of geological map prepared by joint efforts of Turkish and Georgian specialists results those can be obtained by large-scale (1:50000-1:25000) are shown. In turn, analysis of information derived from the data from satellite imagery, allowed to describe regional characteristics of the geological structure (line faults, sections unconformable contact of geological units, the full range of ring structures). Comparison of the materials of the two approaches of geological structures investigation allowed to understand features of structure of the upper crust in this region, and highlight not only the nature of the constituent rock lithology, but also the functioning of countervailing trends magmatic and tectonic processes of geodynamics of the territory.

Keywords: morphological structures, tectonic dislocations, ring structures, structural and geomorphological zoning, the South Caucasus (western fragment)

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 551.24 (234.9)

О НЕКОТОРЫХ СЛЕДАХ, ОСТАВШИХСЯ НА МЕСТЕ ЛЕДНИКА КОЛКА, КАК ПОКАЗАТЕЛЯХ ХАРАКТЕРА КОЛКИНСКОЙ КАТАСТРОФЫ 2002 ГОДА

© 2012 М.Г. Бергер, д.г.-м.н., проф.

Международный инновационный научно-технологический центр
«Устойчивое развитие горных территорий»;

Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А,
Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93 а.
e-mail: berger7@rambler.ru

Наблюдающиеся в нижней (фронтальной) и, что особенно показательно, в верхней (тыльной) частях ложа ледника Колка поперечные краевые валы представляют собой фрагменты образований, аналогичных обычным кольцевым валам вокруг взрывных воронок (в данном случае – воронки взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка), типичные образования базисной волны выброса.

Ключевые слова: ледник Колка, катастрофа 2002 г., газодинамический выброс, базисная волна выброса, воронка выброса, поперечные краевые валы, фумаролы.

В недавно вышедшей монографии [Познанин, 2009] Колкинская катастрофа 2002 г. считается селевой, а все наблюдавшиеся после катастрофы следы на месте ледника Колка считаются следами срыва и скольжения ледника.

Нельзя не заметить, однако, что, помимо весьма своеобразной (ограничимся пока таким определением) трактовки В. Л. Познаниным генезиса многих оставшихся на месте ледника Колка следов, многие другие следы, необъяснимые с позиций селевого характера Колкинской катастрофы, им не объясняются и вообще не упоминаются. А они имеют ничуть не меньшее значение для определения характера Колкинской катастрофы (идентификации ее геодинамического типа), установления механизма ее протекания и вызвавших ее причин, чем упоминаемые в работе В. Л. Познанина [Познанин, 2009].

В этой связи необходимо обратить внимание, в частности, на хорошо известные, зафиксированные многими исследователями поперечные краевые валы в освободившемся после катастрофы ложе ледника Колка (рис.1), существование которых не может (во всяком случае, не должно) ни у кого вызывать никаких сомнений.

Наличие в освободившемся ложе ледника Колка не только нижних, но и верхних поперечных краевых валов – один из ключевых моментов в расшифровке характера геодинамических процессов, происходивших в эпицентре Колкинской катастрофы. Совершенно очевидно, что данный факт не может быть объяснен срывом

и скольжением ледника Колка, о которых пишет В. Л. Познанин [Познанин, 2009, с. 8 и др.], и близкими к этому представлениями, развиваемыми другими исследователями [Evans et al., 2009; Тавасиев, 2012 и др.].

В качестве причин и механизма образования нижних поперечных валов (первого, наиболее крупного из них, именуемого «ригелем») в ложе ледника Колка В. Л. Познанин [Познанин, 2009, с. 93] предполагает «следующий комплекс функциональных звеньев:

1) разгон ледникового тела происходил по поверхности обогнавшего его селевого потока, что обеспечило глиссирующий механизм возрастания скорости ледника на километровом отрезке от 3 до 35 м/с; 2) выпуклый продольный профиль участка разгона вызвал поперечное разламывание ледника на крупные блоки, отрыв тыловой части, ее торможение и остановку в форме «ригеля»». Но как с этих позиций объяснить образование аналогичных по строению с «ригелем» верхних поперечных валов в ложе ледника Колка? На этот вполне естественный и закономерный вопрос, имеющий принципиальное значение в расшифровке механизма Колкинской катастрофы и объяснении генезиса оставленных ею следов, в работе В. Л. Познанина [Познанин, 2009] нет ответа. Более того, о существовании верхних поперечных краевых валов в ложе ледника Колка В. Л. Познанин даже не упоминает. Спрашивается, почему?

Само собой разумеется, что эти валы не являются следами срыва и скольжения ледника и не могут рассматриваться в качестве таковых. Это – лишь один из многих фактов, опровергающих представления о селевой природе Колкинской катастрофы (в ее эпицентре и очаге поражения).

* * *

Происхождение поперечных краевых валов, в том числе верхних валов, расположенных в тыльной части ледникового ложа, и значение этих следов катастрофы для идентификации ее геодинамического типа показаны в работе [Бергер, 2007, с. 86-89].

Коротко говоря, поперечные краевые валы в бывшем ложе ледника Колка – характернейший признак, показатель взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка, важнейший элемент возникшей в результате этого выброса на месте ледника Колка воронки (полости, западины), с учетом наличия этих валов и многих других фактических данных, в частности, следов, оставленных в левом и правом бортах ледника, «оконтуренной материалом выброшенной горной породы и льда» (в основном, естественно, льда), как того требует В. Л. Познанин [Познанин, 2009, с. 8] для признания наличия воронки на месте ледника Колка и, соответственно, взрывного или взрывоподобного характера Колкинской катастрофы в ее эпицентре и очаге поражения. (Имеющий принципиальное значение в решении Колкинской проблемы вопрос об особенностях воронки взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка рассматривается в отдельной работе автора.)

К сказанному необходимо добавить, что следы заброса колкинского материала в эпицентре катастрофы зафиксированы не только на уровне бывшей поверхности ледника и ложбины за его левой боковой мореной, а также ниже, но и значительно (на сотни метров) выше этого уровня [Десинов, 2004, с. 84; 2008, с. 169; Никитин и др., 2006, с. 158 и др.], что, безусловно, свидетельствует не только о взрывопо-



Рис. 1. Освободившееся ложе ледника Колка 22 сентября 2002 г. Фото Г.А. Долгова

добном характере газодинамического выброса ледника Колка, но и о его огромной мощности и, при всех различиях в генетической интерпретации этих следов различными исследователями, никак не может быть истолковано в качестве следов срыва и скольжения ледника.

Особенно показательно проявление следов заброса колкинского материала высоко над левой боковой мореной именно в тыльной части ледника Колка: в этом месте такие следы не могут быть объяснены срывом и скольжением ледника Колка и различными механизмами селепроявления даже с привлечением предположений об «ускоренном глиссировании ледникового тела» и аналогий с «волнами цунами, движущимися со скоростью до 200 км/час (56 м/с)» [Познанин, 2009, с. 92-93]. Может быть, поэтому В. Л. Познанин не упоминает об этих документально зафиксированных Л. В. Десиновым и другими исследователями следах, избегая таким образом необходимости их объяснения? Это, однако, – не путь решения Колкинской проблемы, ибо никакая теория Колкинской катастрофы, в том числе селевая (в частности, в варианте В. Л. Познанина), естественно, не может избежать необходимости объяснения и этих следов, и всех других достоверно установленных фактов, относящихся к этой катастрофе.

Зафиксированные на многих наземных и аэрофотоснимках, неоднократно отмеченные различными авторами, подвергшиеся специальному изучению, с различной детальностью и точностью описанные под различными названиями во многих публикациях, получившие весьма различную генетическую интерпретацию [Рототаева, Носенко, 2004; Петраков, Тутубалина, Черноморец, 2004; Васьков, 2011 и др.] поперечные краевые валы в ложе ледника Колка – прямой, весьма близкий по механизму возникновения аналог фрагментов образующегося вокруг взрывной воронки кольцевого навала выброшенных взрывом раздробленных горных пород [Покровский, 1980, с. 139 и др.].

Специфика морфологии этого навала и его фрагментарность, развитие преимущественно по восточному и западному краям воронки (полости) выброса, а не полнокольцевой характер, а также неравномерное количественное распределение выброшенного колкинского материала в нижних и верхних поперечных валах и в следах заброса этого материала за пределы вместилища ледника в его левом и правом бортах в данном случае были определены, прежде всего, удлиненной, вытянутой в направлении запад – восток морфологией и геолого-геоморфологическими условиями залегания ледника Колка, расположением ледника и возникшей на его месте полости выброса в узком ущелье между довольно крутым скальным правым бортом (северным склоном г. Джимарайхох и ее восточных отрогов) и еще более крутым высоким уступом левой боковой морены, а также основным уклоном поверхности ледника с запада на восток и наличием существенно более пологого уклона этой поверхности с юга на север. Именно такое наклонное залегание поверхности ледника определило преобладающие направления движения продуктов разрушения ледника Колка.

Обусловленный наклонным залеганием свободной поверхности ледника Колка направленный характер газодинамического выброса ледника, и, соответственно, преимущественно (хотя и не только) направленный по уклону долины характер движения основного количества выброшенного материала, как было отмечено, объясняет более значительные размеры нижних валов (особенно первого из них, ближайшего к образовавшейся полости выброса, – «ригеля») по сравнению с размера-

ми верхних. Само же наличие верхних поперечных краевых валов – однозначное свидетельство центробежного, в том числе направленного против уклона долины, движения выброшенного материала, что абсолютно несовместимо с представлениями В. Л. Познанина [Познанин, 2009] и некоторых других авторов о селевом характере Колкинской катастрофы в ее очаге, срыве или соскальзывании ледника, а также о его подвижке, сдвиге, выбивании, обвале, обрушении и т. п., о склоново-гравитационной гляциальной или гидрогляциальной природе Колкинской катастрофы, опровергает эти представления, однозначно свидетельствует о взрывоподобном характере этой катастрофы и, совместно со всеми другими фактами, характеризующими эту катастрофу, подтверждает ее газодинамическую природу.

Спряmlенный, а не кольцевой, как обычно при взрывах, характер морфологии отмеченных поперечных краевых валов (иногда отмечается несколько закругленная, подковообразная, форма нижних валов, просматриваемая и на фотоснимках – см., например, [Васьков, 2011, с. 98, рис. 3.7.1]) объясняется широким площадным пространственным положением эпицентра газодинамического выброса, а не точечным, как при взрывах, и пульсационно-волновым характером протекания и преимущественно линейного пространственного распространения волн выброса ледника.

Сдвоенный характер нижних и верхних поперечных краевых валов (см., например, [Васьков, 2011, с. 98, рис. 3.7.1]) на большей части их протяжения (иногда [Рототаева, Носенко, 2004, с. 42] отмечается трехступенчатость нижних валов), по-видимому, объясняется неоднородностью (неоднотадийностью) проявления выброса и неидентичностью мощности различных фаз, а также, возможно, различиями в мощности проявления предшествующих выбросов ледника Колка (в 1902 г. и более ранних), оставивших в виде следов на ложе поперечные краевые валы, сохранившиеся в какой-то мере до 2002 г.

Вполне возможно, что эти поперечные краевые валы являются полихронными, связанными с различными по времени проявления взрывоподобными газодинамическими выбросами ледника Колка (2002, 1902, 1752 гг. и более ранними) и в ходе каждого последующего выброса, в том числе в 2002 г., лишь наращивались свежим обломочным материалом продуктов разрушения ледника, а в промежутках между выбросами подвергались абляции, эрозии, экзарации и связанному с этим частичному нивелированию.

Таким образом, как показано выше, в специфике газодинамического выброса ледника Колка, отличающей его от других геодинамических явлений, находят объяснение даже детали оставленных им следов.

Поперечные краевые валы, однако, – не единственные фрагменты возникшего в эпицентре выброса навала, ограничивающего полость выброса. Крупные порции раздробленного и выброшенного колкинского материала, отложенные в основании правого борта ледника и особенно в основании левой боковой морены и в расположенной за ней ложбине, также могут рассматриваться в качестве своеобразных фрагментов навала, образованного взрывоподобным газодинамическим выбросом ледника Колка в ближней эпицентральной зоне, и наглядно свидетельствуют о центробежном разлете выброшенного ледово-каменного материала в эпицентре выброса. Об этом же свидетельствует, в частности, и упоминавшийся выше заброс ледово-каменного материала продуктов разрушения ледника Колка высоко на скалы левого борта в тыльной зоне ледника, указывающий на огромную мощность выброса.

В ложе ледника Колка и ограничивающих его бортах после катастрофы наблюдались и другие следы огромного по силе воздействия взрывоподобного газодинамического выброса ледника, которые не могли возникнуть в результате срыва и скольжения ледника, а также действия предполагаемого мощного потока воды или также предполагаемого гигантского обвального удара, как зачастую полагают, например, так называемая яма выбивания в тыльной части ледника, через год после катастрофы (в конце сентября 2003 г.) все еще имевшая глубину 60 м [Петраков, Тутубалина, Черноморец, 2006, с. 173], или разрывы и ступенчатые деформации левой боковой морены [Никитин, Гончаренко, Галушкин, 2007, с.3, фото 1].

Именно о взрывоподобном направленном газодинамическом выбросе ледника Колка свидетельствуют и многие следы, проявившиеся за пределами эпицентральной зоны выброса, – прежде всего, в виде сохранившихся высоко на склонах эрозионных следов чрезвычайно высокоскоростного субгоризонтального инерциального движения по воздуху гигантского ледово-каменного потока продуктов разрушения ледника Колка в многокилометровой зоне транзита [Черноморец, 2005; Никитин, Гончаренко, Галушкин, 2007; Бергер, 2007, с. 77 и далее и др.]. Минимальная высота движения потока над днищем долины в этой зоне составляла 10-20 метров [Дробышев, 2012, с.30].

* * *

Поперечные краевые валы, наблюдавшиеся в освободившемся ложе ледника Колка, образуют структурно и генетически единую систему, возникновение которой требует объяснения с единых позиций.

Между тем, в многочисленных работах различными авторами предложены самые разные версии происхождения нижних краевых валов (главным образом, первого, наиболее крупного из них, обычно именуемого «ригелем»), ни одна из которых не применима к объяснению происхождения верхних валов. По-видимому, именно поэтому вопросы, касающиеся происхождения верхних краевых валов обычно не рассматриваются и не имеют никакого решения, за исключением газодинамического [Бергер, 2007, с.86-89], которое в равной мере объясняет происхождение как верхних, так и нижних краевых валов и, соответственно, всей образуемой ими структурно и генетически единой системы.

Если воспользоваться обычной общепринятой терминологией теории движения породы и образования воронок при взрывах на выброс, *поперечные краевые валы в ложе ледника Колка представляют собой типичные образования базисной волны выброса*. Совершенно очевидно, что в данном случае мы имеем весьма близкую аналогию между тем, что произошло 20 сентября 2002 г. на леднике Колка, и тем, что происходит и многократно зафиксировано при взрывах на выброс.

Остается только добавить, что такое объяснение, естественно, полностью согласуется с газодинамическим происхождением всех других нередко весьма специфических особенностей Колкинской катастрофы и оставленных ею следов в эпицентральной зоне ее проявления.

Разумеется, далеко не каждый след, оставленный Колкинской катастрофой, при его рассмотрении в отдельности, в отрыве от других оставленных ею следов, однозначно свидетельствует именно о взрывоподобном характере этой катастрофы. В частности, некоторые возникшие при разрушении и выбросе ледника различные по величине обломки не взлетали вверх, не вылетали вместе с другими обломка-

ми, подхваченные общим потоком, а с различной скоростью двигались («скользили») по поверхности его ложа, соприкасались с донной и боковыми поверхностями ущелья и другими препятствиями, оказывая на них различное, часто весьма значительное, силовое воздействие. Однако оставленные при этом следы не могут служить достаточным основанием для возражений против взрывоподобного характера Колкинской катастрофы и ее газодинамической природы. Автор [Бергер, 2007, с.80] уже цитировал в этой связи И.М. Петухова и А.М. Линькова, которые, рассматривая движение смеси газа и твердых частиц при газодинамических выбросах, пишут, что «распространение смеси при обычных для выбросов высоких концентрациях твердых частиц представляет очень сложный процесс. В ходе его частицы взаимодействуют друг с другом, с газом и стенками полости выброса... Они могут осаждаться на почву, вновь подхватываться потоком, вовлекаться в нерегулярные вихревые движения и так далее» [Петухов, Линьков, 1983, с. 263]. Нечто подобное, только в гигантских масштабах, очевидно, происходило и при газодинамическом выбросе ледника Колка.

Само собой разумеется, что при взрывоподобном направленном газодинамическом выбросе ледника Колка совершенно явно должны были проявиться и проявились не только вертикальные, но и весьма значительные (по количеству перемещенного материала и другим параметрам, в том числе по его воздействию на породы ледникового ложа и сопредельных участков Колкинского ущелья) горизонтальные перемещения выбрасываемого ледово-каменного материала продуктов разрушения ледника в направлении от эпицентра выброса, особенно в направлении вниз от эпицентра (учитывая направленный характер выброса). При этом, в полном соответствии с результатами изучения движения поверхности нескального грунта в ближней зоне подземного взрыва на выброс [Гарнов, Харин, 1968], по мере удаления от эпицентра наблюдалось изменение соотношения горизонтальных и вертикальных перемещений выброшенного материала в сторону увеличения горизонтальных перемещений; за границей воронки выброса горизонтальные перемещения становятся больше вертикальных. Надо учесть также, что выброс материала вверх во многих случаях, естественно, не оставляет столь явных следов, как горизонтальное движение выброшенного материала по днищу.

Повторим: никакими срывом и скольжением ледника невозможно объяснить образование верхних поперечных краевых валов в ложе ледника Колка, как и многие другие документально установленные и широко известные факты, однозначно свидетельствующие о забросе продуктов разрушения ледника Колка не только вниз, но и вверх и в стороны – за пределы бывшего вместилища ледника. В своей монографии [Познанин, 2009] и других публикациях В.Л. Познанин ни разу не упоминает об этих валах и многих других известных фактах, имеющих существенное значение для определения геодинамического типа, механизма протекания и причин Колкинской катастрофы, очевидно, не придерживаясь собственных указаний, что «в науке нужно доказывать, не подтасовывая факты» [Познанин, 2009, с.8], и давая под видом фактов совершенно произвольную собственную интерпретацию видимых (и даже невидимых) на снимках одних «следов» [Познанин, 2009, с. 31-32, 56, 92 и др.] при полном игнорировании других, а также приводя не подтверждаемые никакими фактами и наблюдениями очевидцев, находившихся в это время на леднике, описания, например, вроде того, что «в результате обрушения обвальных масс ледник был приподнят и разбит по периметру на крупные части,

окружившие мощной полукольцевой ледниковой запрудой специфический водоем, имеющий в поперечнике более 400 м и покрытый с поверхности плавающими блоками и кусками льда» [Познанин, 2009, с. 65].

Иногда В.Л. Познанин пытается представить дело так, что тот или иной факт не имеет прямого (во всяком случае, причинного) отношения к Колкинской катастрофе. Так, он утверждает, что «фумаролы являются не причиной, а следствием срыва Колки, так как они появились только после срыва (см. рис. 1.3 и 2.4). Эффект разуплотнения горных пород при резком снятии нагрузки хорошо известен в инженерной геологии (трещины бокового отпора, дилатансия, кливаж и др.)» [Познанин, 2009, с. 68]. Но это утверждение ошибочно: по наблюдениям и фотоснимкам присутствовавших на леднике людей (Д.Е. Солодкого и др.), фумаролы в районе ледника Колка появились не после катастрофы («срыва»), а за несколько недель до нее [Рототаева и др., 2005, с. 140; Тавасиев, 2011], хотя и не непосредственно над ледником (что также является очень важным и закономерным фактом, причины и значимость которого давно получили объяснение [Бергер, 2007, с. 54 и с. 194-197]).

В другой работе [Познанин, Геворкян, 2007, с. 89] отмечается, что роль фумарол подробно описана в работе Я.Д. Муравьева [Муравьев, 2005]. Но Я.Д. Муравьев считает фумаролы (точнее, вулканические газы) отнюдь не следствием, а причиной срыва («подвижки – обрушения») Колки и, конечно же, не связывает их появление с эффектом разуплотнения горных пород при резком снятии нагрузки.

В инженерной геологии, конечно, хорошо известны трещины бокового отпора, дилатансия, кливаж и др. (причины их возникновения автор оставляет в данной работе без обсуждения). Но не фумаролы. Что же касается причин возникновения фумарол в данном конкретном случае необходимо отметить следующее.

Для продолжительного (многодневного) весьма интенсивного высоконапорного концентрированного (струйного) поверхностного выделения глубинных поствулканических газов необходимы наличие (генерация, высвобождение и накопление) огромного количества этих газов в глубинных зонах земной коры в данном (Казбекско-Джигарайском) районе и их мощный концентрированный прорыв к земной поверхности (в область пониженных давлений), в том числе непосредственно под ледник Колка, в тыльной части ложа которого в узле пересечения трещинно-разрывных зон двух глубинных разломов расположено устье крупного газовыводящего канала [Бергер, 2007, с. 182 и др.].

Без выполнения этих условий никакое разуплотнение горных пород при резком снятии нагрузки само по себе не может привести к возникновению и длительному интенсивному проявлению фумарольной деятельности.

Именно мощный концентрированный прорыв огромного количества высоконапорных глубинных поствулканических газов в районе ледника Колка, не ограничивавшийся в близповерхностной зоне лишь площадью самого ледника, а захвативший и смежную с ледником часть вмещающих пород (включая скальное основание некоторых висячих ледников – притоков ледника Колка), явился причиной появления фумарол в области питания ледника на северном склоне г. Джигарайхох и ее восточных отрогов еще за несколько недель до катастрофы, накопления и быстрого возрастания давления поствулканических газов под ледником, служившим непроницаемым (газоупорным) барьером на пути движения этих газов, катастрофического взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника и последующего длительного посткатастрофического поверхностного газовыделения

в тыльной части ложа ледника Колка и вблизи от нее – в примыкающей к ней части правого борта ледника.

Наличие значительного скопления природных газов с аномально высоким пластовым давлением, экранированного непроницаемым (газоупорным) барьером со свободной поверхностью, – важнейшее условие проявления катастрофических взрывоподобных газодинамических выбросов, а посткатастрофическое поверхностное газовыделение в эпицентральной зоне выброса и вблизи от нее – хорошо известное в горной геомеханике типичное следствие (и характернейший показатель) проявления именно взрывоподобного газодинамического выброса, сопровождающегося весьма быстро протекающими процессами разрушения газоупорного барьера и удаления (отброса, выноса, разлета) продуктов его разрушения, а отнюдь не эффекта разуплотнения горных пород при резком снятии нагрузки, известного в инженерной геологии.

Именно таковы причины появления фумарол (поверхностных выделений поствулканических газов) в районе ледника Колка в 2002 г. и именно таковы (вкратце) пространственно-временные и причинно-следственные связи этих фумарол с Колкинской катастрофой 2002 г.

Определяя причинную роль высоконапорных глубинных поствулканических газов в Колкинской катастрофе, важно понимать и учитывать, что эти газы образовались, достигли поверхностной зоны земной коры в районе ледника Колка в ходе процессов восходящей струйной миграции и воздействовали на ледник и приледниковую зону, естественно, не после «срыва» Колки и не в результате «разуплотнения горных пород при резком снятии нагрузки». Дело не в выходе этих газов на земную поверхность в виде фумарол, особенно широко и мощно проявившихся, естественно, после разрушения и удаления локального непроницаемого (газоупорного) барьера – ледника и его притоков, но, как свидетельствуют достоверно установленные факты, появившихся в приледниковой зоне задолго до этого. Фумаролы – лишь явные, прямые признаки существования, наличия в районе ледника Колка огромного количества высоконапорных глубинных поствулканических газов, действие которых проявилось, безусловно, не только в виде выходов фумарол (следов разгрузки этих газов в атмосферу), но и во многих других аномальных по характеру или масштабам природных явлениях, происходивших в данном районе не только после катастрофы, но и до нее, и, главное, в самой этой уникальной, совершенно экстраординарной гигантской природной катастрофе, по всем ее признакам, в том числе длительно сохранявшимся и отчасти все еще сохранившимся следам представлявшей собой огромный по мощности взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника.

* * *

Колкинская катастрофа в эпицентральной (ближней) зоне ее проявления (на леднике Колка) и в сопредельной с ней зоне записана на языке взрывных и взрывоподобных процессов в виде зафиксированных многими исследователями многочисленных следов. Но прочитать эти записи, расшифровать эти следы, объяснить заключенный в них генетический смысл, оценить, определить их соответствие известным науке следам взрывных и взрывоподобных процессов могут, естественно, лишь те, кто хорошо знает этот язык, кто знаком с взрывными и подобными им газодинамическими процессами и их следами (признаками) не понаслышке (и, разумеется, знает и учитывает *все* известные признаки катастрофы). Для всех же

остальных это следы подвижки ледника, потока воды, обвального удара, некие «примазки», «останцы», «заплески» и т. п.

При таком подходе, однако, помимо недостаточной определенности, необоснованности и ошибочности подобной интерпретации оставленных катастрофой следов, многие из них остаются нерасшифрованными и требуют для их объяснения каких-то совершенно невероятных предположений, которые в избытке содержатся в многочисленных публикациях по Колкинской проблеме, в том числе в упоминавшейся выше работе В.Л. Познанина [2009], но и при этом нередко остаются без объяснения.

Литература

1. Бергер М. Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 248 с.
2. Васьков И. М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. На примере Центрального Кавказа. Саарбрюккен, Германия: Lambert Academic Publishing, 2011. 233 с.
3. Гарнов В. В., Харин Д. А. Методика и некоторые результаты регистрации движения поверхности нескального грунта в ближней зоне подземного взрыва оптическими и сейсмическими методами // Сейсмика и воронки выброса при подземных взрывах: Взрывное дело. Сб. № 64/21. М.: Недра, 1968. С. 65-92.
4. Десинов Л. В. Пульсация ледника Колка в 2002 году // Вестник ВНИЦ РАН и РСО-А. 2004. Т. 4. № 3. С. 72-87.
5. Десинов Л. В. Фантазии и реалии в решении проблемы противодействия катастрофам в долине реки Геналдон // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды Международной научно-практической конференции. Владикавказ, 20-22 сентября 2007 г. – Владикавказ: ВНИЦ РАН и РСО-А, 2008. С. 167-173.
6. Дробышев В. Н. Гляциальная катастрофа Северной Осетии 20 сентября 2002 года // Вестник ВНИЦ РАН и РСО-А. 2012. Т. 12. № 3. С. 20-36.
7. Муравьев Я. Д. Газовое извержение в цирке – возможная причина развития подвижки ледника Колка по катастрофическому сценарию // Материалы гляциологических исследований. 2005. Вып. 98. С. 44-55.
8. Никитин М. Ю., Гончаренко О. А., Галушкин И. В. Динамика и стадийность развития Геналдонского ледово-каменного потока на основе дистанционного анализа // Вестник ВНИЦ РАН и РСО-А. 2007. Т. 7. № 3. С. 2-15.
9. Никитин М. Ю., Хуггел К., Шварц М., Гончаренко О. А., Галушкин И. В. Дешифрирование дистанционных материалов для реконструкции процесса обрушения ледника Колка // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23-26 июня 2004 г. Владикавказ: Изд-во Олимп, 2006. С. 156-160.
10. Петраков Д. А., Тутубалина О. В., Черноморец С. С. По следам Геналдонской катастрофы: год спустя // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 1. С. 29-39.
11. Петраков Д. А., Тутубалина О. В., Черноморец С. С. Оценка и прогноз динамики ледовых образований и рельефа после Геналдонской катастрофы 2002 года // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23-26 июня 2004 г. Владикавказ: Изд-во Олимп, 2006. С. 171-178.

12. Петухов И. М., Линьков А. М. Механика горных ударов и выбросов. М.: Недра, 1983. 280 с.
13. Познанин В. Л. Механизмы селевых ледниковых катастроф: Колка 2002. М.: ИМГРЭ, 2009. 180 с.
14. Познанин В. Л., Геворкян С. Г. Импактный механизм подготовки ледника Колка к селевой катастрофе: физические процессы при крупных обвалах // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 2. С. 84-91.
15. Покровский Г. И. Взрыв. 4-е изд. М.: Недра, 1980. 190 с.
16. Рототаева О. В., Котляков В. М., Носенко Г. А., Хмелевской И. Ф., Чернов Р. А. Исторические данные о подвижках ледников на Северном Кавказе и Кармадонская катастрофа 2002 г. // Материалы гляциологических исследований. 2005. Вып. 98. С. 136-145.
17. Рототаева О. В., Носенко Г. А. Цирк ледника Колка: год спустя после катастрофы // Природа. 2004. № 8. С. 41-46.
18. Тавасиев Р. А. Что спровоцировало Колку «на побег»? // Северная Осетия. 19.01.2011. № 6 (25786). С. 4.
19. Тавасиев Р. А. Ледники Майли и Колка (Центральный Кавказ) // Вестник ВНИЦ РАН и РСО-А. 2012. Т. 12. № 3. С. 37-45.
20. Черноморец С. С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 184 с.
21. Evans S. G., Tutubalina O. V., Drobyshev V. N., Chernomorets S. S., McDougall S., Petrakov D. A., Hungr O. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia, in 2002 // Geomorphology. 2009. V. 105. P. 314-321.

ABOUT SOME MARKS REMAINED IN GLACIER KOLKA PLACE AS CHARACTERISTICS OF NATURE OF KOLKA CATASTROPE IN 2002

M. G. Berger, Sc. Doctor (Geol.), prof.

International Innovation Scientific-Technological Centre «Sustainable
Development of Mountain Territories»,
Center of Geophysical Investigations of VSC RAS and RNO-A, Vladikavkaz,
Russia, e-mail: berger7@rambler.ru

Lateral boundary embankments observed in the lower (front) part and more significantly at the top parts of the Glacier Kolka bed are fragments of structures similar to conventional circular embankments around explosion funnel (in this case – funnel of directed gasdynamic explosively release of glacier Kolka) and are typical formations of primary release wave.

Keywords: Kolka glacier, catastrophe of 2002, gasdynamic release, primary release wave, explosion funnel, lateral boundary embankments, fumaroles.

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 300 dpi для контрастных черно-белых рисунков и 600 dpi – для полутоновых. 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 языках);
- полное название организации – место работы каждого автора в именительном падеже, страна, город (на русском и английском языках). 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 (210×297 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 *tar* 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. 2012г.)**

Подписано в печать 25.12.2013 г. Формат 60×84 1/8.

Усл. печ. лист 10,1. Гарнитура «Times».

Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз.

Издатель:

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Центр геофизических исследований Владикавказского научного центра Российской
академии наук и Правительства Республики Северная Осетия-Алания**

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>

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и
средств массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-44273 от 17 марта 2011 г.**

Отпечатано ИП Цопанова А.Ю.

362000, г.Владикавказ, пер.Павловский, 3.