

ISSN 2221-3198

# **ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ**

**Том 9**

**№ 2 / 2019**

**GEOLOGY  
AND GEOPHYSICS  
OF THE SOUTH OF RUSSIA**



ISSN 2221-3198

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

**ГЕОЛОГИЯ  
И ГЕОФИЗИКА  
ЮГА РОССИИ**

**GEOLOGY  
AND GEOPHYSICS  
OF THE SOUTH OF RUSSIA**

**Том 9  
№ 2 / 2019**

**Владикавказ 2019**

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ЖУРНАЛА  
«ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ»**

**Главный редактор**

д. ф.-м. н., проф. **В. Б. Заалишвили**, Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ

**Заместитель главного редактора**

д. ф.-м. н., проф. **И. А. Керимов**, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва

**Члены редакционной коллегии**

академик РАН **В. А. Бабешко**, Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону  
академик РАН **А. Д. Гвишиани**, Геофизический центр РАН, г. Москва  
академик РАН **М. Ч. Залиханов**, Высокогорный геофизический институт, г. Нальчик  
академик РАН **С. А. Федотов**, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва  
академик АНГ **Т. Л. Челидзе**, Институт геофизики им. М. Нодия, Грузия  
член-корр. НАНА **Г. Д. Етирмишли**, Республиканский Центр Сейсмологической Службы при НАНА, Азербайджан  
член-корр. РАН **Д. Р. Каплунов**, Институт проблем комплексного освоения недр РАН, г. Москва  
член-корр. РАН **А. В. Николаев**, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва  
член-корр. НАН РА **С. М. Оганесян**, Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН РА, Армения  
член-корр. РАН **В. А. Снытко**, Институт истории естествознания и техники имени С. И. Вавилова РАН, г. Москва  
Ph. D., проф. **И. А. Береснев**, Университет штата Айова, США

д. г.-м. н., проф. **М. Г. Бергер**, Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ

Ph. D., проф. **Г. П. Ганapati**, Центр по смягчению последствий стихийных бедствий и управлению, Технологический институт Веллуру, Индия

д. т. н. **П. Е. Марченко**, Кабардино-Балкарский научный центр РАН, г. Нальчик

д. т. н., проф. **И. Д. Музаев**, Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ

д. г.-м. н., проф. **С. Г. Парада**, Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону

д. г.-м. н., проф. **Е. А. Рогожин**, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва

д. ф.-м. н., проф. **Ю. К. Чернов**, Северо-Кавказский государственный технический университет, г. Ставрополь

д. г.-м. н. **В. И. Черкашин**, Институт Геологии Дагестанского научного центра РАН, г. Махачкала

д. г. н. **В. А. Широкова**, Государственный университет по землеустройству, Институт истории естествознания и техники имени С. И. Вавилова РАН, г. Москва

**Ответственный секретарь**

к. т. н. **Д. А. Мельков**, Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ

**Выпускающий редактор**

**Х. О. Чотчаев**, Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ

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

Журнал издается с 2011 года.

Периодичность издания – 4 номера в год

Учредитель:

**Владикавказский научный центр РАН**

Адрес учредителя:

362027, РСО-Алания, г. Владикавказ,

ул. Маркуса 22

Тел.: 8 (8672) 501841

e-mail: vncran@yandex.ru

http://www.vncran.ru

Издатель:

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

Адрес издателя и редакции:

362002, РСО-Алания, г. Владикавказ,

ул. Маркова 93а

Тел.: 8 (8672) 764084; факс: 8(8672) 764056

e-mail: southgeo@mail.ru

http://geosouth.ru

**ISSN 2221-3198**

**Подписной индекс в Объединенном каталоге «Пресса России» – 29119**

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

© Геофизический институт ВНИЦ РАН, 2019

© Заалишвили В. Б. (ред.), 2019

*Фото на обложке – ущелье Зруг (К.С. Харебов)*

**EDITORIAL BOARD OF «GEOLOGY AND GEOPHYSICS  
OF THE SOUTH OF RUSSIA» JOURNAL**

**Chief Editor**

**Vladislav B. Zaalishvili**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz

**Deputy Chief Editor**

**Ibragim A. Kerimov**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow

**Members of Editorial board**

**Vladimir A. Babeshko**, Academician of RAS, Southern Scientific Center of RAS, Rostov-on-Don

**Alexey D. Gvishiani**, Academician of RAS, Geophysical Center of RAS, Moscow

**Mikhail Ch. Zalikhanov**, Academician of RAS, High Mountain Geophysical Institute, Nalchik

**Sergey A. Fedotov**, Academician of RAS, Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow

**Tamaz L. Chelidze**, Academician of Georgian National Academy of Sciences (GNAS), M. Nodia Institute of Geophysics, Georgia

**Gurban D. Yetirmishli**, Academician of Azerbaijan National Academy of Sciences (ANAS), Republican Seismic Survey Center of ANAS, Azerbaijan

**David R. Kaplunov**, Corresponding Member of RAS, Institute of Comprehensive Exploitation of Mineral Resources Russian Academy of Sciences, Moscow

**Alexey V. Nikolaev**, Corresponding Member of RAS, Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow

**Sevada M. Hovhannisyan**, Academician of National Academy of Sciences of the Republic of Armenia (NAS RA) A. Nazarov Institute of Geophysics and Engineering Seismology of NAS RA, Armenia

**Valerian A. Snyitko**, Corresponding Member of RAS, S.I.Vavilov Institute for the History of Science and Technology of RAS, Moscow

**Igor A. Beresnev**, Ph.D., Iowa State University, USA  
**Mikhail G. Berger** Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof., Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz

**Ganapathy Pattukandan Ganapathy**, Ph.D, Prof. Centre for Disaster Mitigation and Management Vellore Institute of Technology, India

**Pavel E. Marchenko** Dr. Sci. (Tech.), Kabardin-Balkar Scientific Center of RAS, Nalchik

**Illarion D. Muzaev** Dr. Sci. (Tech.), Prof., Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz

**Sergey G. Parada** Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof., Southern Scientific Center of RAS, Rostov-on-Don

**Evgeniy A. Rogozhin** Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof., Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow

**Yuriy K. Chernov** Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., North Caucasus Federal University, Stavropol

**Vasily I. Cherkashin** Dr. Sci. (Geol.-Min.), Institute of Geology of Daghestan Scientific Centre of RAS (IG DSC RAS), Makhachkala

**Vera A. Shirokova** Dr. Sci. (Geog.), State University of Land Use Planning, S.I.Vavilov Institute for the History of Science and Technology of RAS, Moscow

**Executive Secretary**

Dmitry A. Melkov, Cand. Sci. (Tech.), Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz

**Managing Editor**

Khyisa O. Chotchaev, Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz

*By the Higher Attestation Commission the Journal is included in the List of Leading Peer-reviewed Scientific Journals and Publications, in which the main scientific results of the thesis for the degree of Candidate of Science, Doctor of Science should be published.*

The Journal is published since 2011.  
Frequency of publication - 4 issues per year

Founder:

**Vladikavkaz Scientific Center of RAS**

Founder address:

22, Markusa Str., Vladikavkaz, RNO-Alania,  
362027 Russia

Tel.: +7 (8672) 501841

e-mail: [vnncran@yandex.ru](mailto:vnncran@yandex.ru)

<http://www.vnncran.ru>

Publisher:

**Geophysical Institute of the Vladikavkaz Scientific  
Center of the Russian Academy of Sciences**

Publisher and Editorial address:

93a, Markova Str., Vladikavkaz, RNO-Alania,  
362002 Russia

Tel.: 8 (8672) 764084; Fax: +7 (8672) 764056

e-mail: [southgeo@mail.ru](mailto:southgeo@mail.ru)

<http://geosouth.ru>

**ISSN 2221-3198**

**Subscription index in the United catalog "Press of Russia" - 29119**

In the case of reproduction, a reference to the journal is obligatory.

© Geophysical Institute VSC RAS, 2019

© Zaalishvili V.B. (Ed.), 2019

*Cover photo – Zrug gorge (K.S. Kharebov)*

## СОДЕРЖАНИЕ

## ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

**Бергер М. Г.**

К сопоставлению катастрофической пульсации (поствулканического взрывоподобного внезапного газодинамического выброса) ледника Колка с субвулканическими процессами формирования и функционирования трубок взрыва (диатрем)..... 6

**Гиоргобиани Т. В., Закарая Д. П.**

Складчатая структура Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа (пересечения вдоль ущелий рек Цхенисцкали и Риони) и условия ее образования..... 22

## ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

**Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Гурбанова О. А.**

Умеренно щелочные андезибазальты и андезиты Эльбрусского вулканического района (Северный Кавказ): вопросы петрогенезиса, геодинамической типизации и геохимической специализации ..... 40

**Парада С. Г., Маркин М. Ю., Столяров В. В., Чотчаев Х. О.**

Сопоставление химико-аналитических и геологических данных по золотоносным интервалам буровых скважин в пределах Зыгыркольской зоны Тырнаузского рудного поля ..... 56

**Файзиев Ф. А.**

Серебряная минерализация месторождения Канджол (Северный Таджикистан)..... 69

## ГЕОФИЗИКА

**Дробышев М. Н., Абрамов Д. В., Бычков С. Г.,  
Конешов В. Н., Герман М. И., Храпенко О. А., Горожанцев С. В.,  
Красилов С. А., Бебнев А. С., Овчаренко А. В.**

Эксперимент по изучению синхронных континентальных микросейсм в Северной Евразии методом комплексирования гравиметрических и сейсмических наблюдений ..... 83

**Чернов Ю. К., Чернов А. Ю., Читишвили М.И.**

Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть I..... 95

## ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

**Svalova V. B., Zaalishvili V. B., Ganapathy G. P., Nikolaev A. V., Melkov D. A.**

Landslide risk in mountain areas ..... 109

ИНФОРМАЦИЯ ДЛЯ АВТОРОВ ..... 127

## CONTENTS

---



---

 GEOTECTONICS AND GEODYNAMICS
 

---



---

**Berger M.G.**

Comparison of the catastrophic pulsation (post-volcanic explosion-like sudden gas-dynamic outburst) of the Kolka glacier with the subvolcanic processes of formation and functioning of the volcanic pipes (diatremes) ..... 6

**Giorgobiani T.V., Zakaraia D.P.**

The folded structures of Gagra-Java zone of the Greater Caucasus (cross-sections along the rivers Tskhenistskali and Rioni) and conditions of its formation..... 22

---



---

 PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY
 

---



---

**Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Gurbanova O.A.**

Temperate-alkaline andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region (Northern Caucasus): questions of petrogenesis, geodynamic typisation and geochemical specialization ..... 40

**Parada S.G., Markin M.Yu., Stolyrov V.V., Chotchaev Kh.O.**

Comparison of the chemical-analytical and geological data on gold-bearing intervals of boreholes in limits of the Zygyrkol zone of Tyrnyauz ore field..... 56

**Fayziev F.A.**

Silver mineralization of the deposit of Kanjol (Northern Tajikistan)..... 69

---



---

 GEOPHYSICS
 

---



---

**Drobyshev M.N., Abramov D.V., Bychkov S.G., Koneshov V.N.,**

**German M.I., Khrapenko O.A., Gorozhantsev S.V.,**

**Krasilov S.A., Bebnev A.S., Ovcharenko A.V.**

An experiment on the study of synchronous continental microseisms in northern Eurasia using a combination of gravimetric and seismic observations ..... 83

**Chernov Yu.K., Chernov A.Yu., Chitishvili M.I.**

Models of strong ground motions for probabilistic detailed seismic zoning of the territory of North Ossetia-Alania. Part I ..... 95

---



---

 GEOHAZARDS
 

---



---

**Svalova V.B., Zaalishvili V.B., Ganapathy G.P.,**

**Nikolaev A.V., Melkov D.A.**

Landslide risk in mountain areas ..... 109

INFORMATION FOR AUTHORS ..... 130

## ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24 (234.9)

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31973

К сопоставлению катастрофической пульсации  
(поствулканического взрывоподобного  
внезапного газодинамического выброса)  
ледника Колка с субвулканическими  
процессами формирования и функционирования  
трубок взрыва (диатрем)

М. Г. Бергер, д. г.-м. н., проф.

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

**Аннотация:** Существуют определенные аналогии в механизме проявления субвулканических, вулканических и поствулканических газодинамических процессов взрывного или взрывоподобного типа. По вполне достоверно зафиксированным многими исследователями особенностям их проявления, к последним из них относится взрывоподобный газодинамический выброс ледника Колка. Наиболее существенный элемент сходства между этими процессами состоит в их газодинамическом характере, участии в качестве основного рабочего тела в их проявлении природных газов, имеющих высокое, а на отдельных этапах сверхвысокое давление. Именно этот момент представляет наибольший интерес при изучении катастрофической пульсации ледника Колка, определении ее природы, идентификации ее геодинамического типа. Существование аналогий между пароксизмальным взрывоподобным выбросом ледника Колка и процессами формирования и функционирования субвулканических трубок взрыва проливает дополнительный свет на некоторые детали процессов подготовки и проявления этой пульсации. Диатремоподобная морфоструктура (крупная выемка, представляющая собой в ее верхней части устье газовыводящего канала) существует в тыльной части ложа ледника Колка в узле пересечения субширотного Сырху-Барзондского и субмеридионального Восточно-Джимарайского разломов. Происхождение данной выемки связано с концентрированным интенсивным прорывом огромного количества высоконапорных глубинных поствулканических газов, их мощным воздействием на горные породы в зоне прорыва и последующим взрывоподобным газодинамическим выбросом ледника, а также некоторого количества материала его горнопородного субстрата из верхней части газовыводного канала, на месте которой возникла диатремоподобная выемка. Заполнение же этой выемки произошло, в основном, в результате обрушения ее стенок, обратного падения в нее части выброшенного материала и поступления материала последующих обвалов, а отчасти, возможно, за счет привноса материала продуктов разрушения нижележащих пород восходящим газовым потоком, продолжавшимся какое-то время после выброса ледника (до исчерпания основного количества прорвавшихся в эту зону высоконапорных глубинных газов).

**Ключевые слова:** ледник Колка, поствулканический взрывоподобный газодинамический выброс, субвулканические процессы формирования и функционирования трубок взрыва, диатремы.

**Для цитирования:** Бергер М. Г. К сопоставлению катастрофической пульсации (поствулканического взрывоподобного внезапного газодинамического выброса) ледника Колка с субвулканическими процессами формирования и функционирования трубок взрыва (диатрем). *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 6-21. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31973.

Своеобразие проявления вулканической деятельности трубок взрыва в сравнении с действующими вулканами заключается в их сравнительно короткой жизни, низкотемпературном характере транспортируемого материала и других особенностях.

*С. И. Костровицкий*

Имеющиеся материалы по геологии, текстурно-структурным особенностям и вещественному составу заполняющих трубки пород позволяют с уверенностью говорить о выходе практически всех, даже кимберлитовых, диатрем на земную поверхность и о формировании их полостей путем выноса (выброса) вмещающих пород.

*В. А. Милашев*

Возможно, что трубообразные жерла образовались под воздействием струй несущихся вверх газов там, где они выходили на поверхность вдоль трещины, или в месте пересечения двух трещин.

*Г. Макдоналд*

Мощные восходящие потоки газов имеют решающее значение... для формирования диатрем.

*В. А. Милашев*

## Введение

В ряде предшествующих публикаций [Бергер, 2006, с. 34; 2007, с. 182 и др.] автор уже отмечал наличие в тыльной части ложа ледника Колка (в эпицентре пароксизмального взрывоподобного газодинамического выброса ледника) крупной отрицательной диатремоподобной морфоструктуры, расположенной в узле пересечения двух глубинных разломов – субширотного Сырху-Барзондского и субмеридионального, названного автором в этой его части Восточно-Джимарайским.

Краткая морфологическая характеристика этой морфоструктуры («выемки», «углубления», «мульды» и т. п.) дана в работах [Васьков, 2011, с. 79; Петраков и др., 2004, 2006; и др.] и будет приведена ниже.

Эта морфоструктура, существовавшая в первое время после выброса, а затем заполненная и погребенная материалом свежих обвалов, была принята рядом исследователей за яму выбивания или подобную ей структуру экзогенного (обвально-ударного) происхождения. Гляциологи же в большинстве своем игнорировали сам факт ее существования, не давая этому факту никакого объяснения и не предполагая никакой функциональной роли этой морфоструктуры в Колкинской катастрофе.

Эта весьма интересная морфоструктура, оставшаяся, к сожалению, не изученной сколько-нибудь детально, конечно, не может считаться ни вулканической, ни даже скрытовулканической (криптовулканической), но, вполне вероятно, что именно она играла роль основного выводного канала при концентрированном струйном прорыве огромного количества высоконапорных глубинных поствулканических газов в подледниковое пространство ледника Колка на завершающем предпароксизмальном этапе подготовки газодинамического выброса ледника и в последующем,



вплоть до исчерпания основного количества поступивших в район ледника Колка глубинных поствулканических газов и прекращения интенсивной фумарольной деятельности в данном районе.

Вполне возможно также, что в ходе предпароксизмального прорыва глубинных поствулканических газов под ледник Колка, а затем и в ходе самого газодинамического выброса ледника, а также последующего многодневного посткатастрофического интенсивного поверхностного струйного газовыделения эта морфоструктура была существенно проработана высоконапорными и в какой-то мере нагретыми газами и содержащимся в высокоскоростном газовом потоке обломочным материалом.

Взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника Колка 2002 года – результат проявления не вулканической или субвулканической, а поствулканической деятельности на Центральном Кавказе. Он не имеет прямого отношения к вулканическим извержениям, в том числе взрывным, эксплозивным, газовым, фреатическим, полувулканским, «ультравулканским» и т. п. Тем не менее, целый ряд весьма существенных обстоятельств делает правомерным и желательным сопоставление Колкинской катастрофы с процессами формирования и функционирования трубок взрыва (диатрем): по имеющимся многочисленным фактическим данным и широко распространенным (хотя и не общепринятым) представлениям, диатремы при их формировании и последующем функционировании имели выход на земную поверхность; основным действующим фактором их формирования были высоконапорные глубинные газы; процессы формирования или же функционирования диатрем, по крайней мере, в некоторых случаях носили взрывной или взрывоподобный характер (особенно с учетом того, что одним из источников исходной энергии взрывов может быть внутренняя энергия сильно сжатых газов [Покровский, 1980, с. 13; Белопухов, 2010, с. 32; и др.]), чему могло способствовать, прежде всего, наличие взрывоспособных газов в составе газовой смеси и непроницаемых (газоупорных) барьеров на пути движения высоконапорных глубинных газов к земной поверхности (в область пониженных давлений); в составе заполняющего диатремы материала, как в случае ледника Колка, нередко отсутствует ювенильный материал; эндогенные причины формирования и функционирования диатрем и генезиса значительной части связанных с диатремами обломочных продуктов газодинамического выноса (выброса) устанавливаются вполне однозначно и неоспоримо.

К сожалению, как отмечают И. М. Петухов и А. М. Линьков [1978, с. 72], «теория газодинамического выброса как источника сейсмического излучения крайне слабо разработана, что препятствует уверенной диагностике этих явлений, особенно в сложных и дискуссионных случаях».

В этом плане необходимо обратить внимание на результаты, полученные при изучении взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка [Заалишвили и др., 2004, 2005а, 2005б, 2007 и др., Заалишвили, Харебов, 2008], которые положили начало поствулканической газогеодинимической сейсмологии, имеющей много общего с глубоко разработанной, интенсивно развивающейся вулканической сейсмологией.

### Вопросы терминологии

Как отмечают Л. А. Новиков и Р. М. Слободской [1978, с. 6], «в настоящее время широко распространены представления о том, что диатремы возникают в связи с деятельностью газовой фазы». Авторы [там же] приводят и факты, свидетельству-

ющие о таком образовании диатрем (см. ниже). Таким же – в качестве газопроводящих каналов – нередко является и последующее функционирование диатрем. С учетом этого, в тех случаях, когда магматическое или гидротермальное (гидротермально-метасоматическое) заполнение трубок отсутствует, эти трубки могут быть названы *газовыми*.

Широко используемый в отечественной геологии термин «трубки взрыва» имеет совершенно очевидную генетическую ориентировку. Возможно, эта ориентировка не всегда является правильной. Во всяком случае, представления об участии взрывов в процессах формирования этих трубок не являются общепринятыми и в некоторых работах отвергаются. Таким образом, имеется противоречие между принимаемым в этих работах действительным (актуальным) значением термина «трубки взрыва» и его буквальным значением.

Поэтому, может быть, более целесообразно при наименовании этих трубчатых образований использовать не столь очевидное в генетическом смысле, менее прозрачное по своему буквальному значению (хотя и аналогичное по его действительному значению, зафиксированному в словарях, – см., например, [Томкеев, 1986, с. 134]) наименование, как это делают, в частности, А. Л. Новиков и Р. М. Слободской [1978], согласно которым диатремы представляют собой «вертикальные каналы трубчатой формы, заполненные породами различного состава и происхождения» [Новиков, Слободской, 1978, с. 3].

Автор несколько не настаивает на образовании этих трубок (диатрем) в результате взрывов. Однако участие в их возникновении, в разработке трубчатых полостей, в разрушении и выносе (выбросе) вмещающих пород значительных количеств высоконапорных глубинных магматических или вулканических газов, основная, ведущая роль этих газов в субвулканических процессах формирования морфоструктур, обычно именуемых трубками взрыва, не могут вызывать никаких сомнений.

Судя по взрывоподобному газодинамическому выбросу ледника Колка и оставленной этим выбросом в его эпицентре диатремоподобной морфоструктуре, принципиально подобные трубчатые образования в некоторых случаях могут возникать и в результате деятельности значительных количеств высоконапорных глубинных *поствулканических* газов.

И хотя, в отличие от катастрофических событий на леднике Колка в сентябре 2002 года, эти газы никто непосредственно не наблюдал, их весьма существенная роль в субвулканических процессах формирования и функционирования трубок взрыва (диатрем) признается всеми исследователями, тогда как исследователи событий 2002 г. на леднике Колка в большинстве своем вот уже более десяти лет пытаются усмотреть следы действия обвалов с г. Джимарайхох под ледником (в его литосферном субстрате) на глубине в многие десятки метров в ложе ледника и следы потоков воды на высоте в сотни метров на скалах, придавая главное, решающее значение в Колкинской катастрофе этим обвалам и воде, и, в то же время, полностью игнорируя, совершенно не учитывая и даже отрицая [Познанин, Геворкян, 2008; Васьков, 2011] участие в событиях на леднике Колка явно проявившихся на земной поверхности, всеми наблюдавшихся в течение продолжительного времени (а некоторыми из наблюдателей не без последствий для себя непосредственно ощущавшихся), многократно документально (в том числе химико-аналитически) зафиксированных мощных концентрированных (струйных) выделений высоконапорных поствулканических газов (фумарол).

Вполне возможно, впрочем, и проявление собственно взрывных или взрывоподобных газодинамических явлений в ходе формирования и функционирования диатрем [Костровицкий, 1976; Страхов, 1978; и др.].

При всех вполне естественных хорошо известных различиях между субвулканическими, вулканическими и поствулканическими процессами взрывного или взрывоподобного типа имеются и весьма существенные элементы сходства в вызывающих их причинах (действующих факторах) и механизме их проявления, столь же естественные и закономерные, являющиеся важными аргументами при расшифровке природы катастрофической пульсации ледника Колка, дающие дополнительные основания, подтверждающие ее взрывоподобный газодинамический характер.

По-видимому, наиболее существенные различия между этими процессами состоят в температурных условиях их протекания, особенно – в достигаемых максимальных температурах, а также, разумеется, в отсутствии каких-либо расплавных магмопроявлений и их продуктов в случае поствулканической деятельности – при заполнении приповерхностных подводящих каналов (трещин и других полостей) и поверхностном проявлении поствулканических процессов.

Что касается, в частности, формирования трубок взрыва, то, по В. А. Милашеву [1984, с. 212], «вулканические процессы, в ходе которых происходили разработка и заполнение полостей рассматриваемых трубчатых тел, протекали в условиях достаточно высоких, но далеко не постоянных температур». (В приведенном в указанной работе анализе температурного режима формирования диатрем В. А. Милашев ограничивается оценками именно максимальных температур вулканических процессов. Основное внимание при этом уделяется этапу заполнения трубчатых полостей и возникшим на этом этапе вещественным образованиям магматического, пирометаморфического и метасоматического генезиса.)

Наиболее же существенный элемент *сходства* между субвулканическими, вулканическими и поствулканическими процессами взрывного или взрывоподобного типа состоит в их *газодинамическом* характере, участии в качестве основного рабочего тела в их проявлении природных газов, имеющих высокое, а на отдельных этапах – сверхвысокое давление. Именно этот момент представляет наибольший интерес при изучении катастрофической пульсации ледника Колка, определении ее природы, идентификации ее геодинамического типа.

### ○ формировании диатрем

Согласно В. А. Милашеву [1984, с. 211-212], «в сложном процессе формирования диатрем следует различать два главнейших этапа: этап разработки полости и этап ее заполнения. При неразрывной взаимосвязанности этих этапов и частичном их перекрытии во времени вулканические процессы на каждом из них различались по температурному режиму, давлению, составу и свойствам «рабочего тела», динамике и многим другим параметрам. В связи с этим анализ физического состояния формировавшихся диатремы веществ, динамики и механизма образования трубчатых тел при наличии достаточно представительных материалов следует проводить применительно к каждому из главнейших этапов в отдельности».

С учетом изложенного, в дальнейшем нас будет интересовать, главным образом, первый из этих этапов (этап разработки полости трубок взрыва) и его результаты – именно на этом этапе наиболее явно, в наиболее чистом виде прояв-

ляются газодинамические процессы, характер которых в наибольшей мере сходен с процессами, происходившими в сентябре 2002 г. в эпицентре Колкинской катастрофы.

По современным представлениям, «диатремы возникают в связи с деятельностью газовой фазы. Об этом свидетельствуют: 1) чрезвычайно высокая подвижность обломочного материала...; 2) отсутствие или незначительность термального контактового метаморфизма во вмещающих породах; 3) полное отсутствие в некоторых диатремах какого-либо материала магматического происхождения» [Новиков, Слободской, 1978, с. 6].

Перечисленные признаки, безусловно, далеко не исчерпывают свидетельств участия (более того, основной роли) высоконапорных глубинных газов в формировании диатрем. Об этом свидетельствуют и наличие раструбообразных расширений в устье не подвергшихся глубокой эрозии диатрем, и радиально-концентрическая трещиноватость вмещающих пород, и чешуеобразная пластинчатая отдельность вмещающих пород в приконтурной зоне, и некоторые другие характерные признаки этих образований [Костровицкий, 1976; Новиков, Слободской, 1978; Милашев, 1984; и др.]. Все эти признаки в полной мере проявились и вблизи отмеченной выше диатремоподобной морфоструктуры в тыльной части ложа ледника Колка. Это, соответственно, подтверждает именно диатремоподобный характер этой морфоструктуры и одновременно свидетельствует в пользу представлений о газодинамической природе Колкинской катастрофы, раскрывая некоторые весьма существенные особенности ее подготовки и проявления, протекавших при безусловном участии (точнее, основной роли) высоконапорных глубинных поствулканических газов в качестве основного фактора, вызвавшего эту катастрофу, и отмеченной диатремоподобной морфоструктуры в качестве основного выводного канала при продвижении этих газов в подледниковое пространство ледника Колка (см. ниже) [Evans et al., 2009; Klimes et al., 2009; Mark et al., 2012; Zaalishvili et al., 2014; Zaalishvili, Mel'kov, 2014].

Существуют во многом различные представления о конкретном механизме возникновения трубок взрыва (диатрем). Различие этих представлений в какой-то мере может быть связано с действительно имеющим место различным генезисом этих трубок и, в частности, с различным происхождением природных газов, играющих основную роль в их формировании.

Согласно А. Ритману [1964, с. 352-353], трубки взрыва в верхнетретичных отложениях Египта вблизи Каира возникли при фреатических эксплозивных извержениях, связанных с внедрением мощного базальтового силла в водоносные песчаники, перекрытые непроницаемыми глинистыми породами. В результате этого «здесь, как в паровом котле, развивалось очень высокое давление, которое смогло преодолеть сопротивление кровли».

Эти события во многом (прежде всего, по их исходным причинам и особенностям протекания), конечно, существенно отличаются от того, что произошло на леднике Колка в сентябре 2002 г. Но, при всех весьма значительных отличиях, нельзя не заметить и некоторое сходство между этими событиями и событиями на леднике Колка (в геодинамической системе этого ледника), где роль непроницаемого барьера, обеспечивавшего возникновение очень высокого газового давления под ним, выполнял ледник. В конечном итоге сопротивление ледника (точнее, его геостатическое давление и силы его сцепления с вмещающими породами) было пре-

одолено интенсивно пульсационно возрастающим газовым давлением, в результате чего произошел взрывоподобный газодинамический выброс ледника.

Вообще же, объяснение факта существования в Казбекской неовулканической области глубинных источников высоконапорных поствулканических газов и пароксизмально проявляющихся восходящих концентрированных потоков этих газов не требует привлечения представлений о каких-либо дополнительных (в частности, фреатических) источниках природных газов и причинах возникновения аномально высоких пластовых давлений газа под непроницаемыми барьерами.

Что же касается характера прорыва газов на земную поверхность, то он во многом определяется наличием или отсутствием газоупорного (непроницаемого или слабо проницаемого) барьера со свободной (открытой) верхней поверхностью на пути восходящей миграции высоконапорных природных газов, а также его литологическим составом, мощностью, глубиной залегания и другими факторами, определяющими прочностные, плотностные, фильтрационные и другие литофизические свойства пород, слагающих этот барьер, величину его геостатического давления и силы его сцепления с вмещающими породами.

В этом отношении в области изучения трубок взрыва существуют различные представления [Страхов, 1978; Новиков, Слободской, 1978; Милашев, 1984; и др.], что также может быть связано с различием природных условий в различных случаях и действительно существующими различиями в характере прорыва газов – в одних случаях взрывоподобным, сопровождающимся дроблением стенок газоподводящего канала, разрушением перекрывающего этот канал газоупорного барьера и выбросом обломочного материала на поверхность [Страхов, 1978], в других же случаях сравнительно постепенным, когда «выход газов на поверхность планеты не является взрывообразным, но при значительных напряжениях, обусловленных высокими давлениями и скоростями истечения потока, носит характер достаточно продолжительного (несколько часов – суток – недель) процесса» [Милашев, 1984, с. 233].

В геодинамической системе ледника Колка в сентябре 2002 г. последовательно проявились оба отмеченных случая (механизма). Сначала, на предкатастрофическом этапе подготовки газодинамического выброса ледника, проявился второй механизм, сравнительно постепенный и достаточно продолжительный, длившийся в течение нескольких недель, когда газ пульсационно поступал в подледниковое пространство, накапливаясь там, повышая величину газового давления под ледником и отжимая ледник от его ложа (производя отмеченный в ряде работ автора [Бергер, 2007 и др.] эффект газового домкрата). Затем, на этапе протекания катастрофы, около 20 часов 20 сентября 2002 г., в течение немногих минут проявился пароксизмальный взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника, т. е. первый механизм из числа отмеченных выше. И, наконец, на посткатастрофическом этапе (постпароксизмальном этапе завершения катастрофы) в течение многих дней вновь проявился второй механизм, выразившийся в продолжительном концентрированном (струйном) истечении высоконапорных глубинных поствулканических газов на земную поверхность в условиях отсутствия препятствовавшего этому непроницаемого барьера (ледника).

Все эти этапы, особенно последние два из них, и соответствующий им различный характер прорыва газов на земную поверхность (определяемый различием природных геодинамических условий на каждом из этих этапов) проявились в сентябре 2002 г. в геодинамической системе ледника Колка и на ее поверхности

с достаточной очевидностью и подтверждаются многочисленными документально зафиксированными фактами.

В свете изложенных выше положений получает решение являющийся в течение длительного времени спорным вопрос о газозрывном (взрывообразном) либо газозерозионном (постепенном и сравнительно продолжительном) способе разрушения вмещающих пород при разработке трубок взрыва: в природе могут иметь место оба отмеченных механизма, в том числе их последовательное проявление в одном и том же месте.

На начальном же, так сказать, подготовительном, этапе возникновения трубок взрыва, проявляющемся в трещинообразовании и брекчировании вмещающих пород и продвижении этих процессов к земной поверхности, преобладающим, наряду с механическим разрушением тектонической природы, является, очевидно, атектонический механизм гидроразрыва, получивший глубокое обоснование в работе У. Файфа и др. [1981].

Существуют и некоторые другие черты сходства между признаками подготовки и проявления взрывоподобного газодинамического выброса ледника Колка и признаками формирования трубок взрыва, содействующие расшифровке механизма протекания этих процессов.

В частности, в узкой экзоконтактной зоне субвулканических кимберлитовых трубок установлены радиальные и концентрические системы трещин, считающиеся важным свидетельством газозрывного характера образования полости канала этих трубок [Костровицкий, Владимиров, 1971; Костровицкий, 1976, с. 16, 21, 78]. Более того, по мнению С.И. Костровицкого [1976, с. 78], о взрывном характере газового прорыва при формировании полостей трубок взрыва «можно судить лишь по наличию радиальной и концентрической трещиноватости». Аналогичные системы трещин (получившие, однако, иное, безусловно, ошибочное объяснение) зафиксированы И.М. Васьковым [2011] и другими исследователями в породах, вмещающих крупную выемку в тыльной части ложа ледника Колка. Эндогенное газодинамическое происхождение этих систем трещин [Уиссер, 1964; Геологический словарь, 1978, с. 283; и др.] подтверждает высказанное ранее [Бергер, 2007, с. 51-52, 126-128, 182] мнение о диатремоподобном характере этой выемки и ее газоподводящей функциональной роли в процессе подготовки и проявления катастрофического взрывоподобного газодинамического выброса ледника.

Поскольку образование радиально-концентрических систем трещин в горных породах, как известно [Геологический словарь, 1978, с. 283], происходит в результате локального поднятия и растяжения горных пород, их возникновение в тыльной зоне ледника Колка вначале происходило, возможно, еще на подготовительной стадии Колкинской катастрофы (взрывоподобного поствулканического направленного газодинамического выброса ледника), предшествуя поверхностному проявлению эффекта газового домкрата, а затем сопровождало его и последующий выброс ледника.

В свете изложенного, существование радиально-концентрических трещин в тыльной зоне ложа ледника Колка является одним из важных признаков, безусловно, подтверждающих эндогенную газодинамическую природу Колкинской катастрофы, и исключает возможность какого-либо иного ее объяснения.

Одним из результатов взрывоподобного газодинамического выброса ледника Колка является вынос (выброс) крупных обломков ледово-каменного материала из

прорывающего литосферный (криолитосферный) субстрат ледника Колка основного (наиболее крупного) диатремоподобного газоподводящего канала в тыльной части ложа ледника.

Этот материал, основное количество которого после выброса оказалось сконцентрированным в непосредственной близости от устья этого канала (представленного диатремоподобной морфоструктурой) в осевой части ложа ледника (по вектору выброса), представлен после стаивания весной и летом 2003 г. содержащегося в нем льда так называемыми «муравьиными кучами», описанными во многих публикациях. Более подробное рассмотрение генезиса этих «куч» предпринято в отдельной работе автора.

### О газодинамических явлениях и диатремоподобных морфоструктурах в подземных горных выработках

Существуют некоторые аналогии между газодинамическим выбросом ледника Колка и внезапными газодинамическими выбросами в подземных горных выработках. В связи с этим представляет интерес рассмотрение геологических условий возникновения газодинамических явлений (ГДЯ) в калийных рудниках на Старобинском месторождении (северо-западная часть Припятского прогиба, Республика Беларусь).

Как отмечают В. Я. Щерба и др. [2004, с. 14], внезапные и искусственно инициированные выбросы соли и газа происходят только при вскрытии горными выработками локальных геологических нарушений, получивших на месторождении название мульды погружения (при этом авторы [там же] используют только термин «мульда», считая неудачным дополнительное уточнение «погружения»). Авторы указывают на однозначную связь выбросов соли и газа с этими мульдами и отмечают [Щерба и др., 2004, с. 15], что во всех случаях газодинамические явления (ГДЯ) этого вида протекают с характерным звуковым эффектом (типа сильного хлопка) и сопровождаются воздушной ударной волной. «Физико-геологический механизм образования очагов ГДЯ этого вида в настоящее время не разработан, и в литературных источниках отсутствуют даже гипотезы возможного механизма» [там же].

Как можно полагать из приведенных авторами [Щерба и др., 2004, с. 14-17 и др.] описаний этих мульд и характеристики их структурно-тектонической локализации (их приуроченности к зонам тектонических трещин, в том числе к узлам их пересечения), отмеченные мульды, – прежде всего, их крутопадающая, секущая напластование вмещающих пород, центральная часть («ядро»), сложенная перемьятыми, раздробленными и перемешанными породами, представляющими собой типичную брекчию, состоящую из обломков соляных пород и галопелитового матрикса (заполняющего материала), – являются по их генезису (механизму возникновения) и функциональной роли своеобразными диатремоподобными структурами, эксплозивными газовыми трубками, а по структурным особенностям слагающих их пород – брекчиевыми трубками.

В функциональном отношении эти трубки представляют собой флюидопроводящие, в частности, газоподводящие (выводные) каналы, непосредственно связанные с литологически экранированными локальными («очаговыми») скоплениями высоконапорных природных газов, расположенными, по-видимому, в порово-трещинных коллекторах и особенно в кавернах выщелачивания. Возможно, что породы этих трубок на предшествующих газодинамическому выбросу этапах также яв-

ляются газонасыщенными коллекторами, экранированными газонепроницаемыми соляными и глинистыми породами.

Что же касается происхождения, источников высоконапорных газов в калийных соляных толщах и времени накопления газов в этих толщах, то эти вопросы во многом пока остаются открытыми. С этим связано и решение многих вопросов генезиса диатремоподобных газовых трубок в калийных соляных толщах.

Принципиально аналогичная по своей функциональной роли диатремоподобная морфоструктура (но значительно – более чем на порядок – большего размера в поперечном сечении), как было отмечено выше, существует и в тыльной части ложа ледника Колка.

### Заключение

Существование определенных аналогий между пароксизмальным взрывоподобным выбросом ледника Колка, имеющим, несомненно, эндогенную поствулканическую газодинамическую природу, и процессами формирования субвулканических трубок взрыва, помимо важности учета этого при идентификации геодинамического типа катастрофической пульсации ледника Колка, важно еще и в том отношении, что оно проливает дополнительный свет на некоторые детали процессов подготовки и проявления этой пульсации с учетом имеющихся сведений о значительно более глубоко изученных процессах формирования трубок взрыва.

Например, в связи с имеющимися многочисленными сведениями о нисходящем перемещении обломочного материала в канале трубок взрыва «большинство геологов считает, что нисходящее движение обломков – результат падения их в открытый канал после газового взрыва, сформировавшего полость» [Костровицкий, 1976, с. 30].

Как было отмечено выше, диатремоподобная морфоструктура (крупная выемка, представляющая собой в ее верхней части устье газовыводящего канала) существует и в тыльной части ложа ледника Колка в узле пересечения субширотного Сырху-Барзондского и субмеридионального Восточно-Джимарайского разломов. Многие исследователи считают ее ямой выбивания обвальным ударом с г. Джимарайхох (или рядом обвальных ударов).

В связи с такой позицией необходимо заметить, в частности, что обвалы и обвальные удары в данном месте продолжались и после выброса ледника. Это, однако, привело не к углублению выемки, а к ее заполнению обломочным материалом.

Интенсивные обвалы с г. Джимарайхох и ее отрогов происходили, как известно, и на предкатастрофическом этапе, но они не могли пробить (и не пробивали) ледник и углубиться в его литосферный субстрат [Бергер, Чотчаев, 2013], образовав в нем выемку глубиной около 60 м [Петраков и др., 2004, 2006], если не более.

С учетом изложенного, происхождение данной выемки связано с концентрированным интенсивным прорывом огромного количества высоконапорных поствулканических газов, их мощным воздействием на горные породы в зоне прорыва и последующим взрывоподобным газодинамическим выбросом ледника, а также некоторого количества материала его горнопородного субстрата из верхней части газовыводного канала, на месте которой возникла диатремоподобная выемка. Заполнение же этой выемки произошло, в основном, в результате обрушения ее стенок, обратного падения в нее части выброшенного материала и поступления материала последующих обвалов, а отчасти, возможно, за счет привноса материала продуктов



разрушения нижележащих пород восходящим газовым потоком, продолжавшимся какое-то время после выброса ледника (до исчерпания основного количества прорвавшихся в эту зону высоконапорных глубинных газов).

Открывшееся после выброса ледника Колка ложе осталось, к сожалению, недостаточно изученным, и детали его строения слабо освещены в литературе. Недостаточно информативны и приведенные в различных источниках наземные и аэрофотоснимки этого ложа. Тем не менее, некоторые сведения имеются.

В частности, характеризуя обнажившуюся после выброса ледника Колка в тыльной части ложа ледника верхнюю, устьевую часть крупной отрицательной морфоструктуры, определенной автором [Бергер, 2007] в качестве диатремоподобной, И. М. Васьков [2011, с. 79] отмечает: «В верхней части выемки в днище четко просматривается асимметричное углубление протяженностью около 350 м, по азимуту 75°; правый (южный) склон – уступ (или сброс) высотой до 15-20 м, левый – пологий. Более мелкие субконцентрические сбросы как бы окружают верхнюю часть углубления».

Вполне возможно, что основной газовый поток в тыльной части ледника Колка при выходе из устья газоподводящего канала был распределен не равномерно по горизонтали, а ориентирован преимущественно в сторону левого (северного) склона устья этого канала. Это в какой-то мере могло содействовать выполаживанию левого склона канала в его верхней, приустьевой части.

Примерно (в общих чертах) такими, как известно, обычно являются верхние, приповерхностные части диатрем, не подвергшихся значительному эрозионному воздействию (а диатремоподобная морфоструктура в тыльной части ложа ледника Колка вообще практически не эродирована).

В частности, как пишут Л. А. Новиков и Р. М. Слободской [1978, с. 4], «в приповерхностной части слабо эродированные диатремы обычно имеют раструбообразное расширение, ниже которого наклон стенок увеличивается».

Возникшая в результате проявления газовой поствулканической деятельности, эта диатремоподобная полость, естественно, не имеет никакого магматического заполнения (как и многие типичные диатремы), однако эндогенное газодинамическое (а не обвальное-ударное, «экзотектоническое» и т. п.) ее происхождение не может вызывать никаких сомнений.

Одновременно это проливает дополнительный свет на катастрофические события на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г., как и многие другие факты, однозначно указывая на их эндогенную поствулканическую газодинамическую природу и давая важную информацию, касающуюся особенностей их протекания в эпицентре катастрофы.

## Литература

1. Белопухов Л. К. Физика внезапного. – М.: Бюро Квантум, 2010. – 192 с. (Библиотечка «Квант». Вып. 116. Приложение к журналу «Квант» № 3/2010).
2. Бергер М. Г. Газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2006. – Т. 6. № 2. – С. 33-37.
3. Бергер М. Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 г. – внезапный газодинамический выброс ледника. – М.: Изд-во ЛКИ, 2007. – 248 с.

4. Бергер М. Г., Чотчаев Х. О. О некоторых физических и фактических основаниях предполагаемых механизмов селевых ледниковых катастроф: Колка, 2002 // Геология и геофизика Юга России. – 2013. – № 1. – С. 63-69.
5. Васьков И. М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. На примере Центрального Кавказа. – Саарбрюкен, Германия: LambertAcademicPublishing, 2011. – 234 с.
6. Геологический словарь. – М.: Недра, 1978. – Т. 2. – 456 с.
7. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Харебов А. К. Анализ инструментальных записей схода ледника Колка по данным локальной сети сейсмических наблюдений // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2004. – Т. 4. № 3. – С. 58-64.
8. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Макиев В. Д., Мельков Д. А. Интерпретация инструментальных данных процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2005а. – Т. 5. № 3. – С. 43-54.
9. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Мельков Д. А. К вопросу интерпретации инструментальных данных процессов схода ледника Колка 20 сентября 2002 года: Докл. [6 Российская национальная конференция по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию (с международным участием). Сочи, 19-24 сент. 2005 г. Вып. 3] // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2005б. – № 6. – С. 13-17.
10. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Макиев В. Д., Мельков Д. А. Особенности процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года по инструментальным данным // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского (2-4 марта 2006 г., Москва). – Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. – С. 191-199.
11. Заалишвили В. Б., Харебов К. С. Исследование процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года по динамическим характеристикам инструментальных записей // 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. 202-221.
12. Костровицкий С. И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. – Новосибирск: Наука, 1976. – 96 с.
13. Костровицкий С. И., Владимиров Б. М. Энергетические расчеты к механизму образования кимберлитовых трубок // Геология и геофизика. – 1971. – № 6. – С. 31-38.
14. Милашев В. А. Трубки взрыва. – Л.: Недра, 1984. – 268 с.
15. Новиков Л. А., Слободской Р. М. Механизм формирования диатрем // Сов. геология. – 1978. – № 8. – С. 3-14.
16. Петраков Д. А., Тутубалина О. В., Черноморец С. С. По следам Геналдонской катастрофы: год спустя // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII. № 1. – С. 29-39.
17. 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.

18. Петухов И. М., Линьков А. М. Механизм развязывания и протекания выбросов угля (породы) и газа // Основы теории внезапных выбросов угля, породы и газа. – М.: Недра, 1978. – С. 62-91.
19. Познанин В. Л., Геворкян С. Г. Гидравлический механизм отделения тела ледника Колка от ложа: начало срыва – кинетика и гравитация // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII. № 3. – С. 87-96.
20. Покровский Г. И. Взрывы. 4-е изд. – М.: Недра, 1980. – 190 с.
21. Ритман А. Вулканы и их деятельность. – М.: Мир, 1964. – 437 с.
22. Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1978. – 118 с.
23. Томкеев С. И. Петрологический англо-русский толковый словарь: В 2-х т. Т. 1. – М.: Мир, 1986. – 285 с.
24. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений. Сб. статей. Вып. 2. – М.: Мир, 1964. – С. 9-196.
25. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
26. Щерба В. Я., Башура А. Н., Андрейко С. С. Управление газодинамическими процессами на Старобинском месторождении калийных солей. – М.: Изд-во МГГУ, 2004. – 194 с.
27. Evans S. G., Bishop N. F., Smoll L. F., Murillo P. V., Delaney K. B., Oliver-Smith A. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970 // *Engineering Geology*. – 2009. – Sep. – Vol. 108. No. 1-2. – Pp. 96-118.
28. Klimes J., Vilimek V., Omelka M. Implications of geomorphological research for recent and prehistoric avalanches and related hazards at Huascarán, Peru // *Natural Hazards*. – 2009. – Jul. – T. 50. No. 1. – Pp. 193-209.
29. Mark B. G., French A., Baraer M., Carey M., Bury J., Young K. R., Polk M. H., Wigmore O., Lagos P., Crumley R., McKenzie J. M., Lautz L. Glacier loss and hydrosocial risks in the Peruvian Andes // *Global and Planetary Change*. – 2017. Dec. – Vol. 159. – Pp. 61-76.
30. Zaalishvili V. B., Nevskaya N. I., Mel'kov D. A. Instrumental geophysical monitoring in the territory of Northern Caucasus // *Izvestiya-Physics of the Solid Earth*. – 2014. – Vol. 50. No. 2. – Pp. 263-272.
31. Zaalishvili V. B., Mel'kov D. A. Reconstructing the Kolka surge on September 20, 2002 from the instrumental seismic data // *Izvestiya-Physics of the Solid Earth*. – 2014. – Vol. 50. No. 5. – Pp. 707-718.

## GEOTECTONICS AND GEODYNAMICS

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31973

## Comparison of the catastrophic pulsation (post-volcanic explosion-like sudden gas-dynamic outburst) of the Kolka glacier with the subvolcanic processes of formation and functioning of the volcanic pipes (diatremes)

**M. G. Berger, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.**

Geophysical Institute Vladikavkaz Scientific Center Russian Academy of Sciences, 93a Markova Str., Vladikavkaz 362002, Russia, e-mail: berger7@rambler.ru

**Abstract:** There are certain analogies in the manifestation mechanism of subvolcanic, volcanic and postvolcanic gas-dynamic processes of explosive or explosion-like type. According to the features of their manifestation quite reliably recorded by many researchers, the latter of them includes the explosive gas-dynamic outburst of the Kolka glacier. The most essential element of the similarity between these processes consists in their gas-dynamic character, the participation of natural gases of a high and at some stages an extremely high pressure as their main working body in their manifestation. This moment is of the greatest interest in the study of the catastrophic pulsation of the Kolka glacier, the definition of its nature, the identification of its geodynamic type. The existence of analogies between the paroxysmal explosion-like outburst of the Kolka glacier and the processes of formation and functioning of subvolcanic volcanic pipes sheds additional light on some details of the preparation processes and manifestation of this pulsation. The diatreme-like morphostructure (a large cavity representing the mouth of the gas-producing channel in its upper part) exists in the back of the Kolka glacier bed at the intersection point of the sublatitudinal Syrkuh-Barzond and submeridional East-Dzhimarai faults. The origin of this cavity is associated with a concentrated intense breakthrough of a huge amount of high-pressure deep postvolcanic gases, their powerful effect on rocks in the breakthrough zone and the subsequent explosive gasdynamic outburst of the glacier, as well as a certain amount of material of its rock-bearing substrate from the upper part of the gas output channel, in the place of which diatreme-like cavity. The filling of this cavity occurred mainly as a result of the collapse of its walls, the inverse fall of a part of the outburst material and the receipt of subsequent collapses material, and partly, possibly, due to the introduction of material from the products of destruction of the underlying rocks with an ascending gas flow that lasted for some time after the outburst of the glacier (until the main amount of high-pressure deep-water gases has broken through into this zone).

**Keywords:** Kolka Glacier, postvolcanic explosive gas-dynamic outbursts, subvolcanic processes of formation and functioning of volcanic pipes, diatremes.

**For citation:** Berger M.G. Comparison of the catastrophic pulsation (post-volcanic explosion-like sudden gas-dynamic outburst) of the Kolka glacier with the subvolcanic processes of formation and functioning of the volcanic pipes (diatremes). *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 6-21. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31973.

### References

1. Belopukhov L.K. Physics of the sudden. M.: Bureau Quantum, 2010. – 192 p. (The Kvant Library. Issue 116. Appendix to the “Kvant” journal, No. 3/2010). (in Russ.)
2. Berger M.G. Gasdynamic outburst of the Kolka glacier on September 20, 2002. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and RNO-A. 2006. Vol. 6. No. 2. Pp. 33-37. (in Russ.)

3. Berger M.G. The Kolka Glacier: The Catastrophe September 20, 2002 – a sudden gas-dynamic outburst of the glacier. M.: Publishing House of LKI, 2007. 248 p. (in Russ.)
4. Berger M.G., Chotchaev Kh.O. On some physical and factual reasons for the proposed mechanisms of mudflow glacial accidents: Kolka, 2002. *Geology and Geophysics of the South of Russia*. 2013. No. 1. Pp. 63-69. (in Russ.)
5. Vas'kov I.M. Ice-rock collapses and their prognosis. On the example of the Central Caucasus. Saarbrücken, Germany: Lambert Academic Publishing, 2011. 234 p. (in Russ.)
6. Geological dictionary. M.: Nedra, 1978. Vol. 2. 456 p. (in Russ.)
7. Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Kharebov A.K. Analysis of instrumental records of the Kolka glacier collapse from the data of a local network of seismic observations. *Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and RNO-A*. 2004. Vol. 4. No. 3. Pp. 58-64. (in Russ.)
8. Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Makiev V.D., Mel'kov D.A. Interpretation of instrumental data of the Kolka glacier collapse process on September 20, 2002. *Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and RNO-A*. 2005a. Vol. 5. No. 3. Pp. 43-54. (in Russ.)
9. Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Mel'kov D.A. On the question of the interpretation of instrumental data of the Kolka glacier collapse processes, September 20, 2002: Reports [6 Russian National Conference on Earthquake Engineering and Seismic Zoning (with international participation). Sochi, September 19-24 2005 Issue 3]. *Earthquake resistant construction. Safety of constructions*. 2005b. No. 6. Pp. 13-17. (in Russ.)
10. Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Makiev V.D., Mel'kov D.A. Features of the process of the Kolka glacier collapse on September 20, 2002 according to instrumental data. *Geophysics of the XXI century: 2006. Proceedings of the Eighth Geophysical Readings named after V.V. Fedynsky (March 2-4, 2006, Moscow)*. Tver: LLC "Publishing House GERS", 2007. Pp. 191-199. (in Russ.)
11. Zaalishvili V.B., Kharebov K.S. Investigation of the collapse process of the Kolka glacier on September 20, 2002 on the dynamic characteristics of instrumental records. *Hazardous natural and anthropogenic geological processes in the mountainous and foothill territories of the North Caucasus: Proceedings of the International Scientific and Practical Conference. Vladikavkaz, September 20-22, 2007. Vladikavkaz, VSC RAS and RNO-A*. 2008. Pp. 202-221. (in Russ.)
12. Kostrovitskii S.I. Physical conditions, hydraulics and kinematics of kimberlite pipe filling. Novosibirsk: Nauka, 1976. 96 p. (in Russ.)
13. Kostrovitskii S.I., Vladimirov B.M. Energy calculations to the mechanism of formation of kimberlite pipes. *Geology and Geophysics*. 1971. No. 6. Pp. 31-38. (in Russ.)
14. Milashev V.A. Volcanic pipes. L.: Nedra, 1984. 268 p. (in Russ.)
15. Novikov L.A., Slobodskoi R.M. The formation mechanism of the diatremes. *Modern geology*. 1978. No. 8. Pp. 3-14. (in Russ.)
16. Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Chernomorets S.S. In the wake of the Genaldon disaster: a year later. *Earth's Cryosphere*. 2004. Vol. VIII. No. 1. Pp. 29-39 (in Russ.)
17. Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Chernomorets S.S. Estimation and forecast of the dynamics of ice formations and relief after the 2002 Genaldon catastrophe. *Prevention of dangerous situations in high-altitude areas: Reports of the International Conference. Vladikavkaz – Moscow, June 23-26, 2004. Vladikavkaz: Olympus Publishing House, 2006*. Pp. 171-178. (in Russ.)
18. Petukhov I.M., Lin'kov A.M. The mechanism of unleashing and flow of outburst of coal (rock) and gas. *Basics of the theory of sudden outbursts of coal, rock and gas*. M.: Nedra, 1978. Pp. 62-91. (in Russ.)
19. Poznanin V.L., Gevorkyan S.G. The hydraulic mechanism of the separation of the body of the Kolka glacier from the bed: the beginning of the breakdown – kinetics and gravity. *Earth's Cryosphere*. 2008. Vol. XII. No. 3. Pp. 87-96. (in Russ.)
20. Pokrovskii G.I. *Explosion*. 4th ed. M.: Nedra, 1980. 190 p. (in Russ.)
21. Ritman A. *Volcanoes and their activities*. M.: Mir, 1964. 437 p. (in Russ.)

22. Strakhov L.G. Ore-bearing volcanic apparatus of the southern Siberian platform. Novosibirsk: Nauka, 1978. 118 p. (in Russ.)
23. Tomkeev S.I. Tomkeev Petrological English-Russian Explanatory Dictionary: In 2 volumes. Vol. 1. Moscow: Mir, 1986. 285 p. (in Russ.)
24. Uisser E. Connection of mineralization with dome structures in the North American Cordillera. Problems of endogenous deposits. Proceedings. Issue 2. M.: Mir, 1964. Pp. 9-196. (in Russ.)
25. Faif U., Prais N., Tompson A. Fluids in the crust. M.: Mir, 1981. 436 p. (in Russ.)
26. Shcherba V.Ya., Bashura A.N., Andreiko S.S. Gas dynamic control at the Starobinsk potash deposit. M.: Publishing house of MGGU, 2004. 194 p (in Russ.)
27. Evans S.G., Bishop N.F., Smoll L.F., Murillo P.V., Delaney K.B., Oliver-Smith A. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970 // *Engineering Geology*. 2009. Sep. Vol. 108. No. 1-2. Pp. 96-118.
28. Klimes J., Vilimek V., Omelka M. Implications of geomorphological research for recent and prehistoric avalanches and related hazards at Huascarán, Peru // *Natural Hazards*. – 2009. Jul. T. 50. No. 1. Pp. 193-209.
29. Mark B. G., French A., Baraer M., Carey M., Bury J., Young K. R., Polk M. H., Wigmore O., Lagos P., Crumley R., McKenzie J. M., Lautz L. Glacier loss and hydrosocial risks in the Peruvian Andes // *Global and Planetary Change*. 2017. Dec. Vol. 159. Pp. 61-76.
30. Zaalishvili V.B., Nevskaya N.I., Mel'kov D.A. Instrumental geophysical monitoring in the territory of Northern Caucasus // *Izvestiya-Physics of the Solid Earth*. 2014. Vol. 50. No. 2. Pp. 263-272.
31. Zaalishvili V.B., Mel'kov D.A. Reconstructing the Kolka surge on September 20, 2002 from the instrumental seismic data // *Izvestiya-Physics of the Solid Earth*. 2014. Vol. 50. No. 5. Pp. 707-718.

## ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.243

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974

## Складчатая структура Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа (пересечения вдоль ущелий рек Цхенисцкали и Риони) и условия ее образования

**Т. В. Гиоргобиани<sup>1, 2</sup>, к. г.-м. н., Д. П. Закарая<sup>3</sup>, к. г.-м. н.**

<sup>1</sup>Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили, Грузия, 0179, г. Тбилиси, пр. Чавчавадзе, 1;

<sup>2</sup>Геологический институт им. А. И. Джанелидзе, Грузия, 0186, г. Тбилиси, ул. Политковской, 31, e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;

<sup>3</sup>ООО «Кавказская Горная группа», Грузия, 0174, г. Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1/9, e-mail: d\_zakara@yahoo.com

**Аннотация:** Гагра-Джавская зона представляет собой крайне южную тектоническую единицу Большого Кавказа, которая расположена вдоль границы с Черноморско-Закавказским микроконтинентом (микроплитой). В геологическом строении рассматриваемой территории Гагра-Джавской зоны принимают участие песчано-глинистые отложения нижней, средней и верхней юры, вулканогенные породы средней юры, а также карбонатные образования мела и палеогена, общая мощность которой составляет 6 км. В процессе проведения детальных региональных исследований, в изученном регионе вдоль пересечения ущелий рек Цхенисцкали и Риони, составлены геолого-структурные разрезы длиной соответственно 20 и 30 км. Характерной особенностью складчатости развитой в пределах Цхенисцкальского пересечения является юго-западное (аз. 230-260°) простирание структур. В Рионском профиле в основном распространены складки с северо-западной (аз. 285-315°) ориентировкой их осей.

Складчатая структура мезозойских отложений Цхенисцкальского пересечения отличается многопорядковой и неодинаковой дислоцированностью слагающих разрез толщ. В пределах геолого-структурного профиля выделяются ограниченные крутыми разломами участки складчатости, которые по-разному деформированы и иногда не увязываются между собой в одну структуру. Причиной такого коллажа неоднородных дислокаций является вертикальная дисгармония складчатости и многократное наложение друг на друга разнонаправленного тангенциального сжатия. Складчатость средне-верхнеюрских и меловых отложений Рионского пересечения сравнительно проста. Она слагает в общем пологую флексуобразную структуру первого порядка, шириной до 30 км. Судя по зеркалу развитых здесь мелких складок, пологое крыло этой флексуры осложнено наклоненными под углами 15-30° изгибами, а смыкающее крыло флексуры залегает субвертикально (75-85°).

Складчатость Гагра-Джавской тектонической зоны была образована на ранне-среднеальпийской стадии развития Большого Кавказа в процессе проявления батской (адыгейской) и действующих на границе эоцен-олигоцена (пиринейской) фаз складчатости. Формирование структур происходило в условиях северо-восточного тангенциального сжатия региона, которое было обусловлено придвижением и прижатием Черноморско-Закавказского микроконтинента к Гагра-Джавской зоне. Позднеальпийская новейшая стадия (поздний миоцен-антропоген) протекала уже в обстановке субмеридионального горизонтального давления на активную Гагра-Джавскую зону. Происходили эти движения во время действия новейших и четвертичных фаз складчатости в условиях жесткой коллизии Черноморско-Закавказского микроконтинента и Большого Кавказа. Многократное разнонаправленное тангенциальное сжатие способствова-

ло возникновению в пределах Гагра-Джавской зоны процесса формирования неоднородной складчатой структуры различного возраста, который продолжается и в современную эпоху.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, Гагра-Джавская зона, Цхенисцкали, Риони, микроконтинент, стратиграфия, складчатая структура, придвигание, тангенциальное сжатие, этапы развития, флексура, дисгармония

**Для цитирования:** Гиоргобиани Т. В., Закарая Д. П. Складчатая структура Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа (пересечения вдоль ущелий рек Цхенисцкали и Риони) и условия ее образования. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 22-39. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974.

## Введение

Гагра-Джавская (Г-Д) зона представляет собой крайнюю южную тектоническую единицу Большого Кавказа (БК), расположенную вдоль границы Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ), которая на западе продолжается в акваторию Черного моря. ЧЗМ образовался в конце палеозоя или в начале мезозоя и на протяжении всего мезозоя и в палеогене разделял разновозрастные геосинклинальные системы БК и Закавказья [Adamia et al., 2011, 2017; Yakovlev, 2012; Yakovlev, Gorbato, 2018; Kangarli et al., 2018; Tari et al., 2018; Tibaldi et al., 2017, 2018; Mammadli, Rogozhin, 2019]. Иногда в литературе взамен ЧЗМ употребляют термин «микроплита», уподобляя с микроконтинентом [Хаин, 1984].

Протяженность Г-Д зоны от реки Мзымта на западе до п. Джава на востоке составляет 340 км. К западу от р. Мзымта Г-Д зона погружается под более молодые отложения и в виде Чвежипсинской тектонической зоны развита в пределах Северо-Западного Кавказа [Giorgobiani, 1995]. Максимальная ширина зоны достигает 40 км, которая на западном и восточном направлениях постепенно сужается до 5 км.

Прилегающая с юга к Центральному Кавказу Г-Д зона после образования на ранне-среднеальпийской стадии складчатой структуры северо-западного простирания, в начале позднеальпийского этапа (поздний миоцен-антропоген) развития региона, оказалась в пределах формирования Транскавказского поперечного поднятия [Милановский, 1968]. В это время она испытывала субмеридиональное тангенциальное сжатие, вследствие чего Г-Д зона на протяжении всей альпийской эпохи подвергалась многократному разнонаправленному горизонтальному давлению, обусловившему ее сложную тектоническую структуру.

Рассматриваемая в статье территория представляет восточную часть Г-Д зоны, от реки Техури до п. Джава, протяженностью 130 км (рис. 1). Ширина ее на западе составляет 30 км, а на востоке она постепенно сужается до 5 км. К северу от Г-Д зоны расположена Чхалта-Лайлинская тектоническая зона Южного склона БК, которая ограничена с юга Сванетско-Рачинским разломом. На востоке, после выклинивания Чхалта-Лайлинской зоны, Г-Д зона непосредственно косо примыкает к Местия-Тианетской тектонической зоне, разграничиваясь от нее Кважа-Надарбазевским региональным разломом. На юге эта зона по Гагра-Джавскому конседиментационному разлому контактирует с ЧЗМ [Вахания, 1983; Гиоргобиани, 1997; Gamkrelidze et al., 1998]. В западной части рассматриваемой территории Г-Д зона с юга ограничена Тварчельской региональной флексурой, представляющей центральный участок Г-Д разломной зоны. К востоку граница Г-Д зоны с ЧЗМ уже проходит вдоль южного края северного крутого крыла Рача-Лечхумской синклинали, протяженностью 55 км. Далее на восток до п. Джава Рача-Лечхумская синклиналь постепенно сужается и переходит в узкую (2-5 км) Рача-Осетинскую грабен-синклиналь.



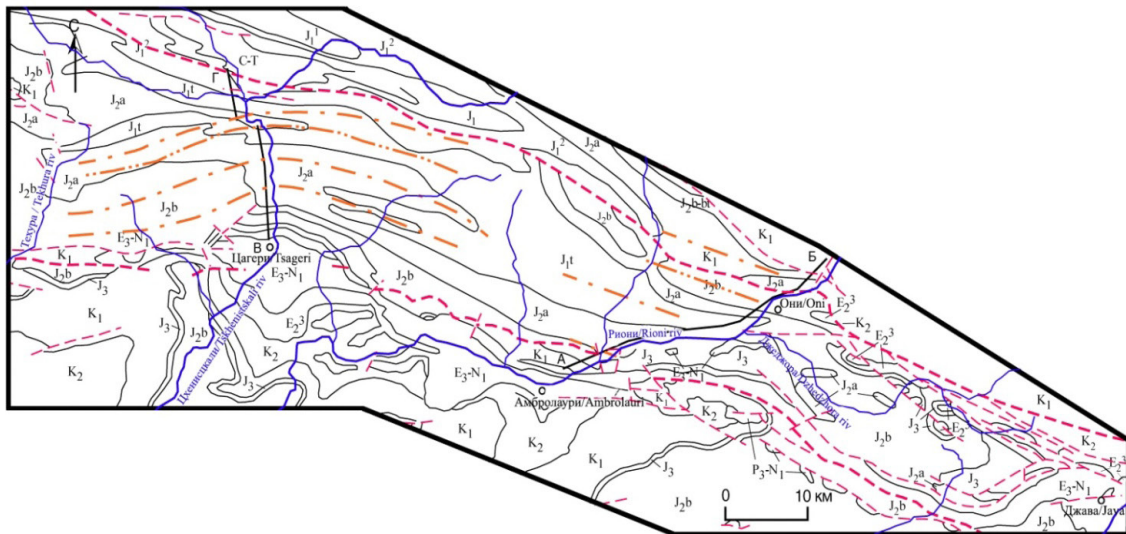


Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной части Гагра-Джавской тектонической зоны (Геологическая карта Кавказа, масштаб 1:500000, под редакцией Д. В. Наливкина, 1976)  
**E<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>** – Оligocene-Miocene. **E<sub>1</sub>-E<sub>2</sub>** – Paleogene-Eocene. **K<sub>2</sub>** – Upper Cretaceous. **K<sub>1b-br</sub>, K<sub>1a-al</sub>** – Lower Cretaceous. **J<sub>3o2-tt</sub>** – Upper Jurassic. Upper Oxford, Kimmeridzhsky and Tithonian sequences. **J<sub>2k-o1</sub>** – Middle Jurassic. Callovian and Lower Oxford sequences. **J<sub>2bt</sub>** – Middle Jurassic. Bath sequences. **J<sub>2b hd</sub>** – Middle Jurassic. Bayos sequence. Khojaly suite. **J<sub>2a s2</sub>** – Middle Jurassic. Aalen sequence. The Upper Sorsk suite. **J<sub>1t s1</sub>** – Lower Jurassic. Toar sequence. Lower Sorsk suite. Red lines – faults. **A-B** and **C-D** – Lines of geological-structural profiles. Dotted lines – axes of main folded structures /

Fig. 1. Geological map of the southeastern part of the Gagra-Dzhava tectonic zone (Geological map of the Caucasus, scale 1: 500000, edited by D. V. Nalivkin, 1976) **E<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>** – Oligocene-Miocene. **E<sub>1</sub>-E<sub>2</sub>** – Paleogene-Eocene. **K<sub>2</sub>** – Upper Cretaceous. **K<sub>1b-br</sub>, K<sub>1a-al</sub>** – Lower Cretaceous. **J<sub>3o2-tt</sub>** – Upper Jurassic. Upper Oxford, Kimmeridzhsky and Tithonian sequences. **J<sub>2k-o1</sub>** – Middle Jurassic. Callovian and Lower Oxford sequences. **J<sub>2bt</sub>** – Middle Jurassic. Bath sequences. **J<sub>2b hd</sub>** – Middle Jurassic. Bayos sequence. Khojaly suite. **J<sub>2a s2</sub>** – Middle Jurassic. Aalen sequence. The Upper Sorsk suite. **J<sub>1t s1</sub>** – Lower Jurassic. Toar sequence. Lower Sorsk suite. Red lines – faults. **A-B** and **C-D** – Lines of geological-structural profiles. Dotted lines – axes of main folded structures

Эта структура протяженностью более 50 км является только северным крутым крылом Рача-Лечхумской синклинали и всецело контролируется Гагра-Джавским глубинным разломом.

Г-Д зона по своему геологическому строению и особенностям развитых структур является переходной от зон Южного склона БК к ЧЗМ. Поэтому она по тектонической истории развития и характеру структур является наиболее своеобразной зоной в складчатой системе Южного склона БК.

По опубликованным данным Г-Д зона сложена мощными до 5 км нижнесреднеюрскими глинисто-песчанистыми и вулканогенными толщами (2 км), а также до 2 км верхнеюрско-палеогеновыми известняками и песчанистыми известняками. Она сильно дислоцирована в линейные складки кавказского простирания. Последние имеют асимметричное строение и наклонены или опрокинуты на юг, с крутым падением осевых поверхностей на север, которые иногда осложнены дополнительными мелкими сильносжатыми складками. В складчатой структуре развиты по-разному ориентированные, в основном крутые, разрывные нарушения различных направлений [Гамкрелидзе, 1964; Гегучадзе, 1976].

Существующих представлений о складчатой структуре явно не достаточно для установления основных ее особенностей. Поэтому необходимо было провести более детальные исследования для выяснения основных характерных черт складчатости, с целью установления условий эволюции и механизмов ее формирования.

### Фактический материал

Настоящая работа является результатом многолетних детальных геолого-структурных исследований, проведенных авторами на территории Г-Д тектонической зоны мегантиклинория БК. В статье детально рассмотрено геологическое строение и тектоническая структура Рача-Лечхумского региона, вдоль сечений рек Цхенискали и Риони. В процессе изучения складчатой структуры Г-Д зоны вдоль автомобильных дорог, проходящих по ущельям названных рек, были составлены детальные геолого-структурные разрезы, длиной соответственно 20 и 30 км.

Методика исследований заключалась в весьма детальной, почти непрерывной зарисовке складчатости вдоль обнажений. Масштаб этих разрезов (1:1000) был выбран так, чтобы отразить все особенности исследуемой структуры. Изучались морфология и размеры складок, в зависимости от литологического состава пород и мощности слоев, а также закономерности соотношения мелких складок с более крупными структурами. Изучение складчатости сопровождалось систематическими наблюдениями кливажей и разрывных нарушений разного масштаба.

Построенные разрезы в масштабе 1:10000 в своей принципиальной основе довольно полно отражают основные особенности складчатой структуры указанных пересечений Г-Д зоны. Поэтому, по ним определялись характер морфологии, напряжения складчатости, наложенные структуры, зеркала складок, мощности отдельных стратиграфических единиц мезозойских отложений.

В процессе изучения складчатых и разрывных структур в плане и в разрезе были использованы существующие геологические карты масштаба 1:50000 и пояснительные записки к ним, изданные соответственно в 1985 и 1976 годах, а также Тектоническая карта Кавказа, масштаба 1:1000000, изданная под редакцией П. Д. Гамкрелидзе в 1974 г. и Геологическая карта Кавказа, масштаба 1:500000, под редакцией Д. В. Наливкина 1976 года издания.

Тектоническое строение Г-Д зоны изучалось многими исследователями, которые внесли большой вклад в установление геологического строения и тектонической структуры региона. При написании статьи авторами были использованы труды [Гамкрелидзе, 1964; Гегучадзе, 1976; Милановский, 1968; Милановский, Хаин, 1963; Хаин, 1984 и др.].

В геологическом строении рассматриваемой территории Г-Д тектонической зоны принимают участие песчано-глинистые отложения нижней, средней и верхней юры, вулканические породы средней юры, а также карбонатные и терригенные образования мела и палеогена (рис. 1).

Нижняя юра. Синемюрский ярус. Моргоульская свита. Нижняя подсвита ( $J_1^1mr_1$ ). Конгломераты, гравелиты, разномзернистые песчаники и глинистые сланцы. Мощность – 50-200 м. Верхняя подсвита ( $J_1^1mr_2$ ). Глинистые сланцы, песчаники. Мощность – 400-500 м. Нижнеплинсбахский подъярус. Муашская свита. Нижняя подсвита ( $J_1^2ms_1$ ). Глинистые сланцы, песчаники. Мощность – 450-500 м. Верхнеплинсбахский подъярус. Муашская свита. Верхняя подсвита ( $J_1^2ms_2$ ). Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники. Мощность – 400-500 м. Тоарский ярус. Сорская

свита. Нижняя подсвита ( $J_1^3s_1$ ). Глинистые сланцы, слюдястые песчаники. Мощность – 400-500 м.

Средняя юра. Ааленский ярус. Сорская свита. Верхняя подсвита ( $J_2^1s_2$ ). Глинистые сланцы со слюдисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Мощность – 450-500 м. Байосский ярус. Ходжальская свита. Первая подсвита ( $J_2^2hd_1$ ). Туфы, туфо-песчаники, спилитовые покровы, авгит-лабрадорные порфириды. Мощность – 450-500 м. Вторая подсвита ( $J_2^2hd_2$ ). Авгит-лабрадорные туфо-брекчии и порфириды. Мощность – 400-500 м. Третья подсвита ( $J_2^2hd_3$ ). Туфы, туфо-брекчии, базальтовые покровы, авгит-лабрадорные порфириды. Мощность – 350-500 м. Четвертая подсвита ( $J_2^2hd_4$ ). Авгит-лабрадорные туфы, грауваковые песчаники. Мощность – 420-500 м. Келловейский ярус ( $J_2k$ ). Трансгрессивно сменяет байосскую порфиритовую серию. Сложены кварцевыми песчаниками, известняковыми песчаниками, песчаниками, аргиллитами и конгломератами. Мощность – 100-350 м.

Верхняя юра. Оксфордский, киммериджский и титонский ярусы ( $J_3o-tt$ ). Нижне-оксфордская толща представлена песчаниками и аргиллитами. Мощность – 70-90 м. Верхне-оксфордские отложения состоят из рифовых известняков, песчаников и доломитизированных известняков. Мощность – 30-140 м. Киммериджский и титонский ярусы сложены аргиллитами, кварц-аркозовыми песчаниками, рифовыми известняками и конгломератами. Мощность – 250-300 м. Общая мощность верхнеюрской толщи составляет 350-530 м.

Нижний мел несогласно залегает в подстилающие отложения. Берриасский, валанжинский и готеривский ярусы ( $K_1b-h$ ). Известняки, кварц-аркозовые песчаники, мелкие конгломераты. Мощность – 80-150 м. Баремский ярус ( $K_1br$ ). Кристаллические известняки, доломитизированные и глинистые известняки, мергели. Мощность – 250-300 м. Аптский ярус ( $K_1a$ ). Мергелистые известняки, мергели. Мощность – 20-50 м. Альбский ярус ( $K_1al$ ). Глины, мергели. Мощность – 20-60 м.

Верхний мел. Сеноманский ярус ( $K_2s$ ). Глауконитовые песчаники, мергели, глины. Мощность – 10-180 м. Туронский и коньякский ярусы ( $K_2t-k$ ). Известняки, мергели. Мощность – 50-120 м. Сантонский и кампанский ярусы ( $K_2st-km$ ). Известняки, мергели. Мощность – 80-200 м. Маастрихтский ярус ( $K_2m$ ). Известняки, мергели, песчаники. Мощность – 50-150 м.

Палеоген. Датский ярус ( $E_1d$ ). Кристаллические и глинистые известняки, мергели. Мощность – 100-160 м. Палеоценовый ярус. Нижний палеоцен ( $E_1^1$ ). Известняки. Мощность – 50-100 м. Верхний палеоцен-нижний эоценовые подъярусы ( $E_1^2-E_2^1$ ). Известняки, иногда глинистые известняки. Мощность – 25-60 м. Средний эоценовый подъярус ( $E_2^2$ ). Глинистые известняки, мергели. Мощность – 20-50 м. Верхне-эоценовый подъярус ( $E_2^3$ ). Мергели, глины, известняки. Мощность – 20-120 м. Олигоценый ярус. Нижний олигоцен. Хадумский горизонт ( $E_3^1hd$ ). Песчаники, конгломераты. Мощность – 35-40 м. Средний и верхний олигоцен ( $E_3^{2-3}$ ). Некарбонатные глины, песчаники. Мощность – 40-80 м.

## Складчатая структура

### Цхенисцкальское пересечение

Геолого-структурный разрез Цхенисцкальского пересечения начинается от правого притока р. Цхенисцкали по ущелью р. Ласкадура и продолжается с севера на юг до долины р. Цхенисцкали, в черте г. Цагери, до осевой части Рача-Лечхумской синклинали (рис. 2). В начале профиля обнажен контакт нижнесванетского выхода

антиклинали палеозойской дизской серии Чхалта-Лайлинской тектонической зоны с отложениями Г-Д зоны. Граница между этими геоструктурами, проходящая по Сванети-Рачинскому разлому на денном участке представлена крутым ( $75^\circ$ ) падающим на север, взбросом. Он разграничивает цхенисцальскую свиту карбон-пермского возраста с нижнеюрской верхней подсвитой моргоульской свиты.

В первую очередь следует отметить антикавказскую в основном ориентировку складчатых структур в пределах данного профиля. Дугообразный изгиб и смена северо-западного (аз.  $280-300^\circ$ ) простирания складок на юго-западное (аз.  $230-260^\circ$ ) происходит вдоль субмеридионального ущелья р. Цхенисцали (рис. 1).

Моргоульская свита в пределах линии пересечения на протяжении 480 м не обнажена, но на разрезах существующих геологических карт (1:50000) показано, что она смята в асимметричные опрокинутые на юг складки с крутыми ( $75^\circ$ ) северными падениями осевых поверхностей. Крылья структур наклонены на север под углами  $55-80^\circ$ . Ширина складок, которые имеют субширотные ( $260-270^\circ$ ) простирания, составляет 300-500 м. Не смотря на это, авторы сочли более правильным, изобразить на профиле складчатость моргоульской свиты подобной структуре прилегающей к ней нижнемуашской подсвиты. На границе между этими свитами проходит крутопадающий ( $75^\circ$ ) на север взброс.

Южнее по профилю за вышеотмеченным разломом развиты нижняя, а затем верхняя, подсвиты муашской свиты. Эти отложения плинсбахского возраста вдоль геолого-структурного разреза распространены на 1950 м. Муашская толща смята в сильно сжатые, асимметричные, круто ( $80-85^\circ$ ) наклоненные на юг разнопорядковые складки размером 500-1500 м. Крылья и замки складок осложнены более мелкими конгруэнтными, а иногда наложенными, структурами шириной 10-30 м, а иногда складками меньше 10 м. В середине данного участка профиля в толще плинсбахского возраста развиты полого ( $25^\circ$  и  $40^\circ$ ) падающие на север надвиговые разломы. В конце рассматриваемого интервала структуры муашской свиты сменяются складками, развитыми в нижнесорской свите тоарского возраста.

Далее на юг на расстоянии 1850 м обнажены нижние и верхние подсвиты сорской свиты. Эти отложения смяты в сильно сжатые разнопорядковые наклоненные на юг складки, ширина складок составляет 100-150 м. Складки асимметричные с острыми замками и крутыми ( $55-75^\circ$ ) крыльями, плоскости которых наклонены на север под углами ( $65-75^\circ$ ). Замки и крылья структур осложнены конгруэнтными складками более высокого порядка размером 10-30 м, среди которых отмечаются и наложенные и инконгруэнтные структуры. В конце данного участка расположен крутой ( $75^\circ$ ) взброс северного падения.

Далее на протяжении 220 м породы моноклинально под углом  $80^\circ$  падают на юг. В конце этого интервала отмечается крутой ( $70^\circ$ ) взброс северо-западного падения. За разломом расположены синклинали и сопряженная с ним антиклиналь размером 30-50 м, имеющие острые замки и крутые ( $70-80^\circ$ ) крылья. Далее на юг на протяжении 600 м наблюдаются крутые ( $70-80^\circ$ ) моноклинального залегания слабоизогнутые слои. В конце интервала эта пачка пород срезана крутым ( $80^\circ$ ) падающим на север взбросом. На этом участке породы круто ( $70-80^\circ$ ) падают на юг и в средней части осложнены полого ( $15^\circ$ ) падающим на юг флексуриобразным изгибом слоев, шириной 50 м. В конце интервала эта толща срезана крутым ( $85^\circ$ ), падающим на север, сбросом. Затем на юг на расстоянии 330 м в верхнесорской свите развита тесно сжатая наклоненная на юг асимметричная складчатость. Осевые поверхности скла-

док под углами 50-60° наклонены на север. Учитывая поперечное расположение к основной складчатости эти структуры, очевидно, являются инконгруэнтными наложенными образованиями. В конце интервала проходит крутой (80°) падающий на северо-запад взброс, представленный зоной разлома шириной 15 м. Затем за разломом на расстоянии 150 м расположена зона сближенных разломов под углами 80° и 85° падающих на юг и на север. В межзональном участке развиты мелкие, шириной 10-50 м, сжатые складки, которые имеют острые замки и наклоненные под углами 55-85° крылья. Далее на протяжении 800 м породы верхнесорской свиты залегают круто (75-85°) и падают на юг. В средней части и в конце интервала моноклираль осложнена дополнительными мелкими складками шириной 10-20 м, которая в конце участка срезана крутопадающим (85°) на юг сбросом.

Далее за разломом на протяжении 2100 м в верхнесорской свите развит участок сильно сжатой складчатости с острыми замками и крутыми крыльями. Складки асимметричны, имеют крутые (75-85°) и пологие (45-60°) наклоненные на север крылья. Осевые поверхности складок падают на север под углами 75-85°, а ширина их колеблется в пределах 500-1500 м. Замки и крылья складок часто осложнены конгруэнтными структурами более высоких порядков, а иногда наложенными на раннюю складчатость инконгруэнтными складками. Размеры их колеблются в пределах 10-30 м, а местами наблюдаются и более мелкие (до 10 м) структуры.

Затем на юг на расстоянии 1840 м в верхнесорской свите наблюдается синклиральная и сопряженная с ней антиклинальная складки. Первая представляет собой асимметричную структуру с острым замком и крутым (85°) и пологим (55°) падающими на север крыльями, шириной 550 м. Расположенная далее антиклиналь представляет собой более широкую, размером 1100 м складку, южное крыло которой падает на северо-запад под углами 80-85°. Последнее осложнено косо пересекающими его пологими (30-50°) наклоненными на север участками развития остроугольных складок субмеридионального (210-360°) простирания, размером 20-50 м. Эти структуры являются наложенными на первичную складчатость поздними инконгруэнтными складками. В осевой части антиклинали проходит крутой (85°) взброс, падающий на север, а в конце участка отмечается также крутой (80°) наклоненный на северо-запад сброс.

Следующий за разломом относительно короткий (850 м) интервал разреза имеет различное строение. Здесь верхнесорская свита дислоцирована по-разному. Вначале на расстоянии 470 м, толща залегают однообразно с крутым (80-85°) нормально залегающим и падающим на север крылом. Затем, через антиклинальный перегиб, моноклираль сменяется асимметричными наклоненными на юг складками, с углами падения 60-85° и шириной 100-150 м. В конце интервала отмеченная складчатая структура срезана крутым (80°) падающим на северо-запад сбросом.

Далее на юг, вдоль профиля, на расстоянии 1700 м развита пологая (40-45°) моноклираль, наклоненная на северо-запад толща верхнесорской свиты. Она в средней части осложнена разнопорядковыми сильно сжатыми складками, размером 50-100 м. В замках последних развиты более мелкие дополнительные складки, шириной до 10 м. В конце данного участка проходит крутой (70°) падающий на северо-запад взброс.

Далее за разломом, на протяжении 510 м, в верхнесорской свите наблюдается пологое (до 20°) северо-западное залегание слоев. Они затем переходят в крутую (75-80°) падающую на северо-запад моноклиральную структуру, образуя резкий

флексурный перегиб, который разграничен от пологого крыла крутым ( $80^\circ$ ) наклонным на север взбросом. Отсюда до конца геолго-структурного разреза профиль пересекает, падающее на север, иногда на юг, крутое ( $70\text{--}85^\circ$ ) северное крыло Рача-Лечхумской синклинали.

Затем на юг на расстоянии 1230 м, вновь развита круто ( $75\text{--}85^\circ$ ) падающая на северо-запад верхнесорская свита. Далее на юг, на протяжении 1500 м, отмечаются согласные с предыдущими слоями выходы вулканогенной толщи ходжальской свиты байосского возраста. На 270 м этого участка толща разорвана крутым ( $80^\circ$ ) падающим на север взбросом. Затем на юг, на расстоянии 1470 м, профиль пересекают известняковые толщи мелового возраста, круто ( $80\text{--}85^\circ$ ) падающие на северо-запад. Далее на юг, на протяжении 970 м, до конца геолого-структурного разреза развиты аналогично круто залегающие известняково-мергелистые и песчанистые толщи палеогенового возраста.

### **Кливаж**

Кливаж в пределах изученного профиля Г-Д зоны имеет неравномерное развитие. Он распространен в моргоульской и муашской свитах, а также в некоторых пачках сорской свиты. В байосском вулканогенном комплексе и в меловых и палеогеновых известковистых образованиях он вовсе не проявлен. Характер расположения кливажа в складчатой структуре региона определяется морфологическими особенностями складок, степенью их сжатости, литологическим составом и мощностью слоев. В породах охваченных кливажом, выделяется два его типа направления – слоевой кливаж и секущий кливаж, поверхности которых имеют как южные, так и северные падения, последние в изученном районе преобладают. В интенсивно сжатых складках, сложенных однородным тонким переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов, либо глинистых сланцев, кливажные поверхности параллельны осевой поверхности, как в замковых частях, так и на крыльях складок.

Одно направление поверхности кливажа параллельное напластованию представляет собственно слоевой кливаж. Он распространен избирательно, лишь в слоях алевролитов и тонкозернистых песчаников. Второе направление кливажа является резко секущим по отношению к слоям и, естественно, к слоевому кливажу, в толщах, где они имеют совместное распространение. Послойному кливажу, конечно, присущи самые различные наклоны в соответствии с падением слоистости в породах. Секущий кливаж в изученном разрезе не имеет характерного для БК северо-западное или близширотное направления и в основном крутого падения.

Простираения секущего кливажа, в общем, совпадают с направлением осей складок и ориентированы по азимуту  $230\text{--}255^\circ$ , редко до  $270^\circ$ . Наклонен он также под разными углами –  $40\text{--}75^\circ$ , в основном, на северо-запад. Секущий кливаж развитый совместно со слоистым кливажом также имеет юго-западное ( $235\text{--}255^\circ$ , редко  $260^\circ$ ) простираение, а падения его значительно крутые – под углами  $65\text{--}88^\circ$  на северо-запад. Также в больших пределах меняются ориентировки слоев вдоль геолого-структурного разреза, и колеблются в пределах  $225\text{--}270^\circ$ , редко –  $190\text{--}200^\circ$  и  $280\text{--}340^\circ$ .

Наиболее интенсивно секущий кливаж проявлен в алевролитах, где прямолинейные поверхности кливажа параллельны друг другу и располагаются через 1–3 мм. Развитый в мелкозернистых песчаниках слоевой кливаж отличается большей толщиной микролитонов, в которых она составляет 2–5 мм.

### Разрывные нарушения

Складчатая структура Г-Д тектонической зоны в этом пересечении осложнена многочисленными разнообразными разрывными нарушениями. В нижнеюрской муашской свите и ниже-среднеюрских отложениях сорской свиты широко развиты в основном разрывные нарушения, расположенные вдоль простирания складчатых структур. В пределах изученного разреза преобладают разрывные нарушения юго-западной (аз. 240-265°) ориентировки. Редко встречаются разрывы северо-западного (аз. 275-295°) направления и близширотного (аз. 210-225°) простирания. Юго-западные нарушения, как правило, имеют крутые (65–85°) наклоны и северные и южные падения, из которых первые представляют собой сбросы, а вторые являются сбросами. Очень редко, в пределах изученного разреза развиты надвиги юго-западной ориентировки, которые под углами 25-40° падают на север. Кроме того, здесь наблюдаются несколько разрывных нарушений северо-западного (275–295°) простирания, с крутыми (65–86°) юго-западными наклонами их поверхностей.

### Рионское пересечение

Описание складчатой структуры данного пересечения Г-Д зоны, которая имеет северо-западное (аз. 285-315°) простирание, приводится по профилю (рис. 3) с северо-востока на юго-запад. В начале разреза, интенсивно складчатая нижнемеловая флишевая толща Местиа-Тианетской зоны, обнажающаяся на протяжении 750 м, по крутому сбросовому разлому, с углом падения 75° на северо-восток, тектонически соприкасается с отложениями Г-Д зоны. Последние представлены здесь среднеюрскими ааленскими породами верхнесорской свиты. Они на протяжении почти 685 м залегают круто (70–75°) и, падая на северо-восток, слагают крутое крыло асимметричной, опрокинутой на юго-запад синклинали. В ядре складки развиты среднеюрские вулканогенные образования ходжальской свиты байосского возраста. Южное пологое крыло данной синклинали также падает на северо-восток под углом 30°. Ширина синклинали составляет более 945 м, а осевая плоскость ее под углом 70° наклонена на северо-восток.

Далее на юго-запад в ходжальской свите наблюдается сопряженная с предыдущей синклиналью почти симметричная антиклиналь, второе крыло которой полого, под углом 25° падает в юго-западном направлении. Размер антиклинали равняется почти 1875 м. Эта структура далее на профиле сменяется сопряженной с ней пологой, наклоненной на юго-запад синклиналью, шириной 875 м, расположенной также в ходжальской свите, юго-западное крыло которой под углом 30° падает на северо-восток. Осевая поверхность складки наклонена на северо-восток под углом 75°. Эта складка срезана крутым (70°) падающим на северо-восток разломом, представляющим собой взброс, по которому породы ходжальской свиты сброшены на отложения ходжальской же свиты. Амплитуда перемещения по разлому составляет около 1125 м.

Далее на юго-запад на расстоянии около 4150 м обнажена та же ходжальская свита байоса. Около вышеотмеченного взброса она слагает асимметричную, опрокинутую на юго-запад антиклиналь, шириной 1750 м. Оба крыла структуры падают на северо-восток – северное под углом 25°, а южное – 65°. Осевая плоскость складки под углом 50° падает на северо-восток. С антиклиналью далее сопряжена такая же асимметричная, опрокинутая на юго-запад синклиналь, размер которой по профилю составляет более 2600 м. Южное крыло складки под углами 30-35°

наклонено на юго-запад. Осевая плоскость складки под углом  $55^\circ$  падает на северо-восток. В пределах описанного отрезка профиля развитых здесь зеркало складок полого, под углом  $15^\circ$  наклонено на северо-восток.

Далее по профилю на протяжении 7650 м, до крутопадающего разлома, обнажена верхнесорская свита ааленского возраста. В начале этого интервала она слагает асимметричную, опрокинутую на юго-запад антиклиналь, шириной 2875 м. Падение обоих крыльев северо-восточное – северного под углом  $60^\circ$ , южного –  $80^\circ$ . Осевая плоскость складки под углом  $65^\circ$  наклонена на северо-восток. Далее на юго-запад, до конца данного отрезка, также обнажена верхнесорская свита ааленского возраста, которая интенсивно смята асимметричными, наклоненными или опрокинутыми на юго-запад двухпорядковыми складками. Размеры мелких складок колеблются в пределах 100-600 м, а более крупных составляют 700-1375 м. Углы падения их крыльев разные – крутых  $65-85^\circ$ , пологих –  $35-55^\circ$ . Осевые плоскости складок наклонены на северо-восток под углами  $60-75^\circ$ . Зеркало складчатости этих складок обрисовывает пологую, слабо асимметричную синклиналь, с углами падения крыльев  $20-30^\circ$ . Верхнесорская свита с юго-запада срезана сбросом, имеющим крутое ( $75^\circ$ ) северо-восточное падение и по которому данная толща тектонически соприкасается с нижнесорской свитой.

За вышеотмеченным разломом далее на юго-запад по профилю, на расстоянии 5350 м, наблюдаются выходы нижнесорской свиты тоарского возраста. Она интенсивно дислоцирована в асимметричные, наклоненные на юго-запад складки, осевые плоскости которых под углами  $75-80^\circ$  падают на северо-восток. В северной половине данного отрезка профиля развита двухпорядковая складчатость, которая представлена мелкими складками, размером 100-300 м и более крупными структурами, шириной 500-875 м. Крутые крылья этих складок падают под углами  $75-85^\circ$ , пологие –  $40-60^\circ$ . Зеркала складчатости этих структур обрисовывают пологую антиклиналь с углами падения крыльев  $25-30^\circ$ . В пределах южной половины разреза размеры складок увеличиваются и составляют 1100-1500 м. Последний южный антиклинальный перегиб описываемого участка переходит в крутопадающую моноклиналь, которая наблюдается далее на юго-запад. Под нижнесорской свитой в пределах этого отрезка на профиле показаны выходы муашской свиты плинсбахского возраста, которые с вышележащей толщей совместно дислоцированы и образуют единые складчатые структуры.

Далее на юго-запад до конца профиля, на расстоянии около 9000 м, последовательно обнажаются ниже-, верхнесорская и ходжальская свиты, а также келловейские, верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Они слагают крутую моноклиналь, в пределах которой слои в сорской свите и в прилегающей к ней части ходжальской свиты падают на северо-восток, под углом  $85^\circ$  и находятся в опрокинутом залегании. Далее на юго-запад они образуют приразломную синклиналь, шириной около 950 м, которая затем через антиклинальный перегиб переходит в круто ( $70^\circ$ ) наклоненную на юго-запад моноклиналь. Последняя прослеживается до конца профиля. В средней части данного участка отмечаются два, падающих под углом  $75^\circ$  на северо-восток, разлома. Северное нарушение, судя по развитой здесь приразломной синклинали, представляет собой сброс, амплитуда которого не определяется из-за отсутствия маркирующих горизонтов. Южный разлом является взбросом, амплитуда перемещения которого составляет примерно 500 м.



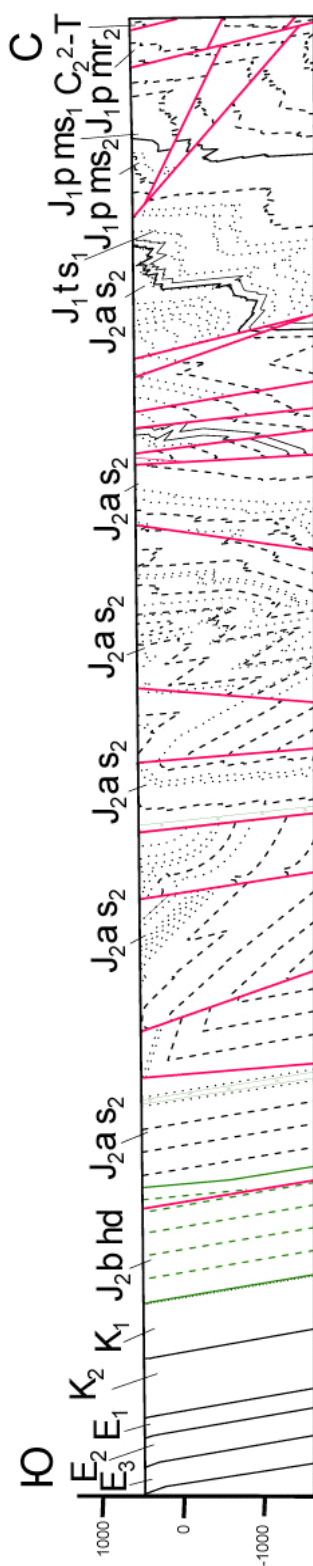


Рис. 2. Геолого-структурный профиль Цхенисцкальского пересечения Гагра-Джавской тектонической зоны /

Fig. 2. Geological-structural profile of the Tskhenistskali intersection of the Gagra-Dzhava tectonic zone

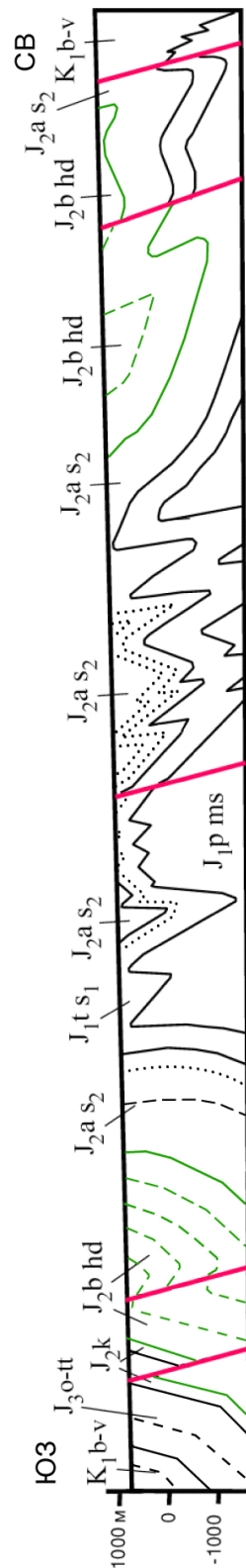


Рис. 3. Геолого-структурный профиль Рионского пересечения Гагра-Джавской тектонической зоны /

Fig. 3. Geological and structural profile of the Rioni crossing of the Gagra-Dzhava tectonic zone

### **Кливаж**

Следует особо отметить полное отсутствие секущего кливажа в отложениях Г-Д зоны, и это несмотря на благоприятный песчано-глинистый состав толщ, слагающих ниже-среднеюрскую тоар-ааленскую-сорскую свиту. В последней иногда наблюдается слоевой кливаж, толщина микролитонов в которых составляет 2-5 мм.

### **Разрывные нарушения**

Складчатая структура Г-Д тектонической зоны в данном пересечении осложнена несколькими различными по кинематике, крутыми разрывными нарушениями. Они по расположению относительно простирания складчатости представляют собой продольные структуры, ориентированные на северо-запад (аз. 285-315°). А по отношению к процессу образования складок являются, очевидно, соскладчатыми и, возможно, постскладчатыми разломами. Последние представляют собой диагональные (аз. 330° и 30°) взбросо-сдвиговые поперечные нарушения, вдоль которых иногда отмечается развитие мелких приразломных складок, наложенных на первичные северо-западные структуры.

Эти разрывные нарушения нами были охарактеризованы во время детального описания геолого-структурного профиля. Было отмечено, что они представляют собой крутопадающие, под углами 70-75° на северо-восток, разломы, с разным характером перемещений по ним отдельных блоков складчатой структуры. По кинематике движения эти нарушения являются взбросами и сбросами, амплитуды перемещений по которым колеблются в широких пределах от 200 до 1125 м.

## **Заключение**

Проведенное детальное геолого-структурное изучение Цхенисцкальского и Рионского пересечений Гагра-Джавской зоны и анализ полученного при этом фактического материала, позволяют прийти к следующим выводам.

В пределах рассматриваемой территории наблюдается неравномерная дислоцированность складчатых структур в слагающих его мезозойских отложениях. Такая деформация обусловлена проявлением субвертикальной дисгармоничной складчатости в слагающих район ниже-среднеюрских толщах, связанных с изменением по вертикали земной коры Р-Т условий и реологических свойств деформируемых толщ. Она выражена в том, что отдельные свиты или их пачки, различающиеся по литологическому составу и характеру переслаивания, смяты в отличающиеся по морфологии, напряженности и размеру разновозрастные складки. Наиболее сложной складчатостью характеризуются муашская свита плинсбахского возраста и нижнесорская свита тоарского яруса, представленные, в основном, глинистыми сланцами с редкими прослоями слюдисто-кварцевых песчаников. Эти породы смяты в наиболее мелкие и интенсивно сжатые складки среди развитых в Г-Д зоне пликативных структур. Они, в свою очередь, осложнены дополнительными складками еще меньшего размера. В толщах этих возрастов развит слоевой кливаж и местами секущий кливаж осевой плоскости. Сравнительно более крупная, но тоже сильно сжатая, складчатость наблюдается в ааленской-верхнесорской свите, которая сложена переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Резко отличен характер складчатости в ходжальской свите, состоящей в основном из вулканогенных пород порфиритовой серии байосского возраста. Здесь складки имеют

еще более крупные размеры, значительно пологие крылья и сравнительно раскрытые округлые замки, для которых осложняющая мелкая складчатость и кливаж не свойственны.

Складчатая структура изученной территории и условия ее формирования оказалась гораздо сложнее, чем это считали предыдущие исследователи. Характерной особенностью складчатости развитой в пределах Цхенисцкальского пересечения, является юго-западное (аз. 230-260°) простирание структур. В Рионском профиле в основном распространены складки с северо-западной (аз. 285-315°) ориентировкой их осей.

Складчатая структура мезозойских отложений Цхенисцкальского пересечения отличается многопорядковой и неодинаковой дислоцированностью слагающих разрез толщ. В пределах геолого-структурного профиля выделяются ограниченные крутыми разломами участки складчатости, которые по-разному деформированы и иногда не увязываются между собой в одну структуру. Кроме того это свидетельствует о крутонаправленных перемещениях в пределах профиля. Причиной такого коллажа неоднородных дислокаций является вертикальная дисгармония складчатости и многократное наложение друг на друга разнонаправленного тангенциального сжатия слагающих разрез пород. Складчатость средне-верхнеюрских и меловых отложений Рионского пересечения сравнительно проста. Она слагает в общем пологую флексурообразную структуру первого порядка, шириной до 30 км. Судя по зеркалу развитых здесь складок пологое крыло этой флексуры в южной части осложнено наклоненными под углами 20-30° антиклинальными и синклинальными изгибами. А северная половина крыла полого (15°) падает на северо-восток. Смыкающее крыло флексуры залегает субвертикально (75–85°), которое одновременно является северным крутым крылом Рача-Лечхумской синклинали, расположенной в пределах ЧЗМ. Поэтому на карте неотектонического районирования Е. Е. Милановского Г-Д тектоническая зона занимает южную половину Абхазско-Сванетской ступени Южного крыла Центрального Кавказа [Милановский, 1968].

В пределах изученной территории развиты в основном крутопадающие на север разрывные нарушения, преимущественно взбросовой кинематики, некоторые из которых, возможно, имеют на глубине листрическую морфологию [Giorgobiani, Zakaraia, 2006].

Складчатая структура Г-Д тектонической зоны была образована на ранне-среднеальпийской стадии развития БК в процессе проявления батской (адыгейской) и действующих на границе эоцен-олигоцена (пиринейской) фаз тектогенеза [Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990]. Формирование складчатости происходило в условиях северо-восточного тангенциального сжатия региона, которое было обусловлено придвижением и прижатием ЧЗМ к Г-Д зоне. Позднеальпийская новейшая стадия (поздний миоцен-антропоген) протекала уже в обстановке субмеридионального горизонтального давления на активную краевую Г-Д зону. Происходили эти движения во время действия новейших и четвертичных фаз складчатости в условиях жесткой коллизии ЧЗМ и БК, в процессе формирования Транскавказского поперечного поднятия [Гиоргобиани, 2015]. Это привело к частичному, наложенному косо, структурообразованию в пределах развитой в регионе первичной линейной складчатости.

В процессе продвигания на север ЧЗМ во время формирования Транскавказского поперечного поднятия, Рача-Лечхумская синклиналь как индентор вдвигалась в

складчатую структуру Г-Д зоны. Антикавказское простирание складчатости является отражением процесса вдавливания выступа северного дугообразного крутого крыла синклинали, протяженностью 20 км, в структуру Г-Д зоны. В результате складчатость изогнутой согласно северной границы синклинали, изменила свою раннюю северо-западную ориентировку на юго-западное направление.

Наблюдаемая односторонняя южная и в основном крутая ( $70\text{--}80^\circ$ ) вергентность складок в данных пересечениях указывает о крутом наклоне под аналогичными углами краевого Г-Д разлома, проходящего на границе рассматриваемой тектонической зоны и ЧЗМ [Гиоргобиани, 2003]. Этот крупный региональный разлом сыграл структурообразовательную роль во время проявления в районе главных фаз складчатости. Тангенциальное сжатие, направленное с юго-запада, обусловившее придвигание и прижимание ЧЗМ к Г-Д зоне, передавалось через плоскости этого разлома. Давление такой ориентировки в результате вызвало формирование складчатости в пределах рассматриваемой территории и субпараллельный с поверхностью данного нарушения крутой наклон осевых поверхностей складок, подчеркивающий общее смещение масс в южном направлении. Многократное разнонаправленное тангенциальное сжатие способствовало возникновению в пределах Г-Д зоны процесса формирования неоднородной складчатой структуры различного возраста, который продолжается и в современную эпоху.

### Литература

1. Вахания Д. Е. Тектоника Окумского поднятия и смежных районов Мегрелии и Абхазии в связи с нефтегазоносностью. // Автореферат канд. дисс. – Тбилиси. – 1983. – 25 с.
2. Гамкрелидзе П. Д. Тектоника // Геология СССР. Т. X. Ч. 1. Грузинская ССР. Геологическое строение. – М.: Недра, 1964. С. 453-477.
3. Гегучадзе Ш. X. Тектоника и основные этапы геологического развития // Гегучадзе Ш. X., Гвинерия Л. С., Калинина Е. В., Беридзе Р. Ш. (1975). Геологическая карта Рача-Сванетской рудной области. Масштаб 1:50000. Объяснительная записка. – Тбилиси. – 1976. – С. 194-241.
4. Гиоргобиани Т. В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа // Матер. совещ. Структурные парагенезы и их ансамбли. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 39-41.
5. Гиоргобиани Т. В. Позднекайнозойская кинематика Гагра-Джавского разлома (Большой Кавказ) // Материалы тектонического совещания. Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность. – Иркутск. – 2003. – С. 277-280.
6. Гиоргобиани Т. В. Этапы альпийского складкообразования Большого Кавказа и их связь с геодинамикой Африкано-Аравийского континента // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Материалы XLVII тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 93-97.
7. Милановский Е. Е. Центральный Кавказ // Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. – С. 140-159.
8. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. – М.: Изд-во МГУ, 1963. – С. 222-249.
9. Хаин В. Е. Региональная геодинамика. Альпийский средиземноморский пояс. – М.: Недра, 1984. – С. 143-224.
10. Adamia S., Alania V., Chabukiani A., Kutelia Z., Sadradze N. Great Caucasus (Caucasioni): A Long-lived North-Tethyan Back-Arc Basin // Turkish Journal of Earth

Sciences. 2011. Vol. 20, No. 5. pp. 611-628.

11. Adamia S. A., Chkhotua T. G., Gavtadze T. T., Lebanidze Z. A., Lursmanashvili N. D., Sadradze N. G., Zakaraia D. P., Zakariadze G. S. Tectonic setting of Georgia-Eastern Black Sea: a review // *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Sosson M. et al.*, 2017. pp. 11-40.

12. Gamkrelidze I. P., Giorgobiani T. V. Kinematics of the Alpine Deformation of the Caucasus and Adjacent Areas // *Mechanics of Jointed and Faulted Rock. – Rotterdam. – 1990. – Pp. 183-186.*

13. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G. (1998). Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia // *Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. – 1998. – V. 157. № 1. – Pp. 80-85.*

14. Giorgobiani T. Condition of Formation of the Alpine Structure of the North-Western Caucasus // *Geologica Balcanica. – 1995. – № 25. V. 3-4. – Pp. 27-34.*

15. Giorgobiani T., Zakaraia D. Listric Faults Structure in Folded-faulted Regions // *XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. – Belgrade. – 2006. September 3-6. – Pp. 178-181.*

16. Kangarli T. N., Kadirov F. A., Yetirmishli G. J., Allyev F. A., Kazimova S. E., Aliyev A. M., Safarov R. T., Vahabov U. G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus (Azerbaijan) // *Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No. 4. pp. 1099-1126.*

17. Mammadli T. Y., Rogozhin E. A. Transverse Faults of the Eastern Caucasus and Their Manifestations in Seismicity // *Seismic Instruments. 2019. Apr. Vol. 55, No. 2. pp. 220-228.*

18. Tari G., Vakhania D., Tatishvili G., Mikeladze V., Gogritchiani K., Vacharadze S., Mayer J., Sheya C., Siedl W., Banon J. J. M., Sanchez J. L. T. Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin, Georgia // *Petroleum Geology of the Black Sea / Simmons M. D. et al.*, 2018. pp. 403-438.

19. Tibaldi A., Bonali F. L., Russo E., Mariotto F. A. P. Structural development and stress evolution of an arcuate fold-and-thrust system, southwestern Greater Caucasus, Republic of Georgia // *Journal of Asian Earth Sciences. 2018. May. Vol. 156. pp. 226-245.*

20. Tibaldi A., Russo E., Bonali F. L., Alania V., Chabukiani A., Enekidze O., Tsereteli N. 3-D anatomy of an active fault-propagation fold: A multidisciplinary case study from Tsaishi, western Caucasus (Georgia) // *Tectonophysics. 2017. Oct. Vol. 717. pp. 253-269.*

21. Yakovlev F. L. Methods for detecting formation mechanisms and determining a final strain value for different scales of folded structures // *Comptes Rendus Geoscience. 2012. Mar-Apr. Vol. 344, No. 3-4. pp. 125-137.*

22. Yakovlev F. L., Gorbатов E. S. On using the factor analysis to study the geodynamic processes of formation of the Greater Caucasus // *Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No 3. pp. 909-926.*

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974

## The Folded Structures of Gagra-Java Zone of the Greater Caucasus (Cross-sections Along the Rivers Tskhenistskali and Rioni) and Conditions of its Formation

**T. V. Giorgobiani<sup>1, 2</sup>, Cand. Sci. (Geol.-Min.), D. P. Zakaraia<sup>3</sup>,  
Cand. Sci. (Geol.-Min.)**

<sup>1</sup>Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, 0179, Tbilisi, Chavchavadze Ave., 1;

<sup>2</sup>Al. Djanelidze Geological Institute, Georgia, 1086, Tbilisi, A. Politkovskaia Str., 31, e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;

<sup>3</sup>LTD «Caucasian Mining Group», Georgia, 0174, Tbilisi, M. Alexidze Str., 1/9, e-mail: d\_zakara@yahoo.com

**Abstract:** Gagra-Java zone represents the southernmost tectonic unit of the Greater Caucasus and located along the boundary with the Black Sea-Transcaucasian microcontinent (microplate). In geological building of the discussed area of the Gagra-Java zone are participating sandy-clayey deposits of lower, middle and upper Jurassic, volcanic rocks of the middle Jurassic, and carbonates of Cretaceous and Paleogene, with 6 km of total thickness. During the detailed regional works, in the studied area, along the intersection of gorges of rivers Tskhenistskali and Rioni, the geological-structural sections of 20-30 km length accordingly were composed. The common characteristic of the folding developed in the Tskhenistskali section is the south-western strike (230-260°) of the structures. In the Rioni section mainly developed the structures with north-western strike (285-315°) of axis.

Folded structure of the Mesozoic deposits of the Tskhenistskali section differs by multi-ordinal and different dislocation of formations. In the limits of geological-structural profile there were defined folded areas bounded by steep faults and deformed differently and sometimes difficult to identify as the same structure. The reason of such collage of different dislocations is the vertical disharmony of the folding and multiple overprint of tangential compression of different orientation. Folding of Middle-Upper Jurassic and Cretaceous deposits of the Rioni section is relatively simple. It is forming gentle flexure like up to 30 km wide fold of the first order. According the level of the folds developed in the area, gentle limb of the flexure in the southern part is complicated by bends dipping with angle 15-30°, the steeper limb of the fold is subvertical (75-85°).

Folding of the Gagra-Java tectonic zone was formed at the early-, middle Alpine stage of the evolution of the Greater Caucasus during the manifestation of Bathonian (Adigean) and active at the boundary of Eocene-Oligocene (Pyrenean) phases of tectogenesis. The folding took place in the conditions of the north-eastern tangential compression of the region, stipulated by motion and pinning of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent to the Gagra-Java zone. Late Alpine newest stage (late Miocene-Anthropogene) took place in the conditions of submeridional horizontal pressure on the active marginal Gagra-Java zone. These movement took place during newest and Quaternary phases of folding in conditions of collision of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent and the Greater Caucasus. Multiple tangential compression of different direction promotes processes of formation of non-uniform folded structure of different age in Gagra-Java zone, which is continued today.

**Keywords:** Greater Caucasus, Gagra-Java zone, Tskhenistskali, Rioni, microcontinent, stratigraphy, folded structure, move up, tangential compression, stages of evolution, flexure, disharmony.

**For citation:** Giorgobiani T.V., Zakaraia D.P. The Folded Structures of Gagra-Java Zone of the Greater Caucasus (Cross-sections Along the Rivers Tskhenistskali and Rioni) and Conditions of its Formation. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 22-39. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974.

## References

1. Vakhaniya D.E. Tectonics of the Okumsky uplift and adjacent regions of Megrelia and Abkhazia in connection with petroleum potential. Abstract of Candidate dissertation. Tbilisi. 1983. 25 p. (in Russ.)
2. Gamkrelidze P.D. Tectonics. Geology of the USSR. Vol.X. Part. 1. Georgian SSR. Geological structure. M.: Nedra, 1964. Pp. 453-477. (in Russ.)
3. Geguchadze Sh.Kh. Tectonics and the main stages of geological development. Geguchadze Sh.Kh., Gvineriya L.S., Kalinina E.V., Beridze R.Sh. (1975). Geological map of the Racha-Svaneti ore region. Scale 1: 50,000. Explanatory note. Tbilisi. 1976. Pp. 194-241. (in Russ.)
4. Giorgobiani T.V. Parageneses of conflict structures of the Caucasus. Proceedings of meeting Structural parageneses and their ensembles. M.: GEOS, 1997. Pp. 39-41. (in Russ.)
5. Giorgobiani T.V. Late Cenozoic kinematics of the Gagra-Dzhava Fault (Greater Caucasus). Proceedings of the tectonic meeting. The stress state of the lithosphere, its deformation and seismicity. Irkutsk. 2003. Pp. 277-280. (in Russ.)
6. Giorgobiani T.V. The stages of the alpine folding of the Greater Caucasus and their relationship with the geodynamics of the African-Arabian continent. Tectonics and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere. Proceedings of the XLVII tectonic meeting. Vol. 1. Moscow: GEOS, 2015. Pp. 93-97. (in Russ.)
7. Milanovskii E.E. Central Caucasus. The newest tectonics of the Caucasus. M.: Nedra, 1968. Pp. 140-159. (in Russ.)
8. Milanovskii E.E., Khain V.E. Geological structure of the Caucasus. M.: Publishing House of Moscow State University, 1963. Pp. 222-249. (in Russ.)
9. Khain V.E. Regional geodynamics. Alpine Mediterranean belt. M.: Nedra, 1984. Pp. 143-224. (in Russ.)
10. Adamia S., Alania V., Chabukiani A., Kutelia Z., Sadradze N. Great Caucasus (Caucasians): A Long-lived North-Tethyan Back-Arc Basin // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 20, No. 5. pp. 611-628.
11. Adamia S.A., Chkhotua T.G., Gvartadze T.T., Lebanidze Z.A., Lursmanashvili N.D., Sadradze N.G., Zakaraia D.P., Zakariadze G.S. Tectonic setting of Georgia-Eastern Black Sea: a review // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Sosson M. et al., 2017. pp. 11-40.
12. Gamkrelidze I.P., Giorgobiani T.V. Kinematics of the Alpine Deformation of the Caucasus and Adjacent Areas. Mechanics of Jointed and Faulted Rock. Rotterdam. 1990. Pp. 183-186.
13. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G. (1998). Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. 1998. V. 157. No. 1. Pp. 80-85.
14. Giorgobiani T. Condition of Formation of the Alpine Structure of the North-Western Caucasus. *Geologica Balcanica*. 1995. V. 3-4. No. 25. Pp. 27-34.
15. Giorgobiani T., Zakaraia D. Listric Faults Structure in Folded-faulted Regions. XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Belgrade. 2006. September 3-6. Pp. 178-181.
16. Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Allyev F.A., Kazimova S.E., Aliyev A.M., Safarov R.T., Vahabov U.G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus (Azerbaijan) // *Geodynamics &*

Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No. 4. pp. 1099-1126.

17. Mammadli T. Y., Rogozhin E. A. Transverse Faults of the Eastern Caucasus and Their Manifestations in Seismicity // Seismic Instruments. 2019. Apr. Vol. 55, No. 2. pp. 220-228.

18. Tari G., Vakhania D., Tatishvili G., Mikeladze V., Gogritchiani K., Vacharadze S., Mayer J., Sheya C., Siedl W., Banon J. J. M., Sanchez J. L. T. Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin, Georgia // Petroleum Geology of the Black Sea / Simmons M. D. et al., 2018. pp. 403-438.

19. Tibaldi A., Bonali F. L., Russo E., Mariotto F. A. P. Structural development and stress evolution of an arcuate fold-and-thrust system, southwestern Greater Caucasus, Republic of Georgia. Journal of Asian Earth Sciences. 2018. May. Vol. 156. pp. 226-245.

20. Tibaldi A., Russo E., Bonali F. L., Alania V., Chabukiani A., Ehlukidze O., Tsereteli N. 3-D anatomy of an active fault-propagation fold: A multidisciplinary case study from Tsaishi, western Caucasus (Georgia) // Tectonophysics. 2017. Oct. Vol. 717. pp. 253-269.

21. Yakovlev F. L. Methods for detecting formation mechanisms and determining a final strain value for different scales of folded structures. Comptes Rendus Geoscience. 2012. Mar-Apr. Vol. 344, No. 3-4. pp. 125-137.

22. Yakovlev F. L., Gorbatov E. S. On using the factor analysis to study the geodynamic processes of formation of the Greater Caucasus. Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No 3. pp. 909-926.



## ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.323.5

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976

## Умеренно щелочные андезибазальты и андезиты Эльбрусского вулканического района (Северный Кавказ): вопросы петрогенезиса, геодинамической типизации и геохимической специализации

**В. М. Газеев<sup>1,2</sup>, к. г.-м. н., А. Г. Гурбанов<sup>1,2</sup>, к. г.-м. н.,  
О. А. Гурбанова<sup>3</sup>, к. х. н.**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии  
и геохимии РАН, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35;

<sup>2</sup>ФГБУН Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН»,  
Россия, 362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: gazeev@  
igem. ru, gurbanov@igem. ru;

<sup>3</sup>ФГБОУВО Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,  
Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1

**Аннотация:** В Центральной части Большого Кавказа в верховьях рек Баксана, Малки, Кубани расположены плейстоцен – голоценовые вулканические постройки Эльбрусского вулканического района, сложенные игнимбритами, лавами и туфами разнообразного состава от трахиандезитов, андезитов, до дацитов и риолитов. Преобладающей разновидностью являются лавы дацитового состава. Проведено изучение наиболее основных по составу вулканитов, представленных трахиандезибазальтами и трахиандезитами. Эти вулканиты образуют самостоятельные постройки в северной части вулканического района, а в дацитовых лавовых потоках вулкана Эльбрус они встречаются в виде ксенолитов. В статье дано краткое петрографическое описание этих разновидностей и приведены результаты RFA, ICP-MS, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr анализов. Рассмотрены петрохимические и геохимические характеристики этих пород. Показано, что на дискриминационных диаграммах фигуративные точки группируются в полях характерных для внутриплитных и постколлизийных образований, а также островных дуг и зон активных континентальных окраин. Предполагается, что возникновение исходного расплава было обусловлено декомпрессионными явлениями в связи с «синколлизийным» рифтингом, проявившимся в пределах Транскавказской поперечной зоны. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту, у трахиандезибазальтов и трахиандезитов существенно не различаются. Они имеют вид наклонной линии, близкий к профилю *OIB*, с заметной негативной европиевой аномалией. Отмечается обогащение пород *LILE*, *LREE*, а также высокозарядными (*Zr*, *Hf*, *U*, *Th*) элементами. На фоне профиля *OIB*, в изученных породах заметен существенный трог по *Nb*, *Ta* и негативные аномалии *Ti* и *Yb*. На основе вариаций *La/Sm* и *Sm/Yb* отношений, с использованием модели равновесного плавления гранатового и шпинелевого перидотита, предполагается, что исходный расплав образовался при частичном ( $\leq 1\%$ ) плавлении метасоматизированных пород литосферной мантии. Эволюционные преобразования первичного расплава связаны с процессом фракционирования, при участии плагиоклаза, оливина, титан содержащего минерала и его контаминации нижнекоровым материалом. При формировании дацитов имело место смешение этого эволюционировавшего мантийного расплава с более кислым коровым расплавом. Показано, что для трахиандезибазальтов и трахиандезитов, как и для всех пород Эльбрусского вулканического района, характерна халькофильно-литофильная (полиметалльно-редкометалльная) геохимическая специализация. Это подтверждается тем,

что в вулканитах установлены участки с аномально повышенными концентрациями свинца, цинка, сурьмы, молибдена, ассоциирующими с зонами разрывной тектоники и маломощными зонами аргиллизации.

**Ключевые слова:** петрография, геодинамическая типизация, геохимическая специализация, Эльбрусский вулканический район, расплав.

**Благодарности.** Работа поддержана госзаданием ИГЕМ РАН «Петрология и минерогения магматизма внутриплитных и посторогенных обстановок: роль литосферных и астеносферных источников в формировании расплавов» и подготовлена при поддержке гос. темы НИОКТР: АААА-А17-117060910044-5 в КНИО ВНЦ РАН.

**Для цитирования:** Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Гурбанова О. А. Умеренно щелочные андезибазальты и андезиты Эльбрусского вулканического района (Северный Кавказ): вопросы петрогенезиса, геодинамической типизации и геохимической специализации. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 40-55. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976.

## Введение

Начиная с позднего миоцена, магматическая активность на территории Большого Кавказа и Закавказья проявлялась только в пределах Транскавказской поперечной зоны, рассматриваемой рядом исследователей в качестве коллизионной структуры типа континент-континент. Геодинамика этого региона во многом обусловлена активным север-северо-восточным продвижением Аравийской плиты, с последующим «вдавливанием» в Черноморско-Закавказский микроконтинент, с передачей напряжений в южную часть Скифской плиты (СП). Тектонические нагрузки, возникшие в результате интенсивного тангенциального сжатия, привели к формированию здесь серии зон субмеридиональных разломов, пересекающих и часто смещающих складчатые структуры северо-западного простирания, и контролирующего проявления магматизма и вулканизма в пределах континентальных массивов. Одной из областей такого проявления вулканизма является Эльбрус – Чегемская вулканическая область. Ее западная, и наиболее молодая по времени проявления вулканизма, часть представлена Эльбрусским вулканическим районом (ЭВР). В составе ЭВР выделяют позднеплиоцен-среднеплейстоценовый вулкан Кюкюртли и надстраивающий его среднеплейстоцен-голоценовый вулкан Эльбрус, а также останцы вулканических построек (ОВП), расположенные к северо-востоку и к востоку от Эльбруса (рис. 1).

ОВП ЭВР присутствуют в трех структурно-формационных зонах: Бечасынской (БСФЗ), Передового (СФЗПх) и Главного хребта (СФЗГх) и сложены лавами разного состава. В СФЗГх постройка вулкана «Кюкюртли» и его сателлиты сложены риолитами, риодацитами, дацитами; Кыртык-Сылтранская постройка – дацитами; вулкан Эльбрус – дацитами, трахидацитами. В лавах встречаются редкие ксенолиты андезитов. В БСФЗ: ОВП г. Таш-Тебе и останцы потока, распространившегося по долинам рек Тохана-су и Худес, сложены трахиандезитами; а ОВП в верховьях р. Тызыл – трахиандезибазальтами. В СФЗПх известны мелкие останцы игнимбригов и туфов кислого состава. По вопросам о происхождении вулкаников ЭВР точки зрения исследователей существенно различаются. Так, В. М. Молявко, И. М. Остафийчук, рассмотрев проблемы глубинности магнаобразования и условия кристаллизации кислых расплавов ЭВР, пришли к выводу, что первичный магматический очаг возник в результате анатексиса в нижней части гранитно-метаморфического слоя на глубине 23-28 км. [Молявко, Остафийчук, 1980]. Исследовав вулканики Эльбруса В. С. Попов считает, что они являются гибридными образованиями, возникшими в результате смешения основных и кислых расплавов в промежуточных

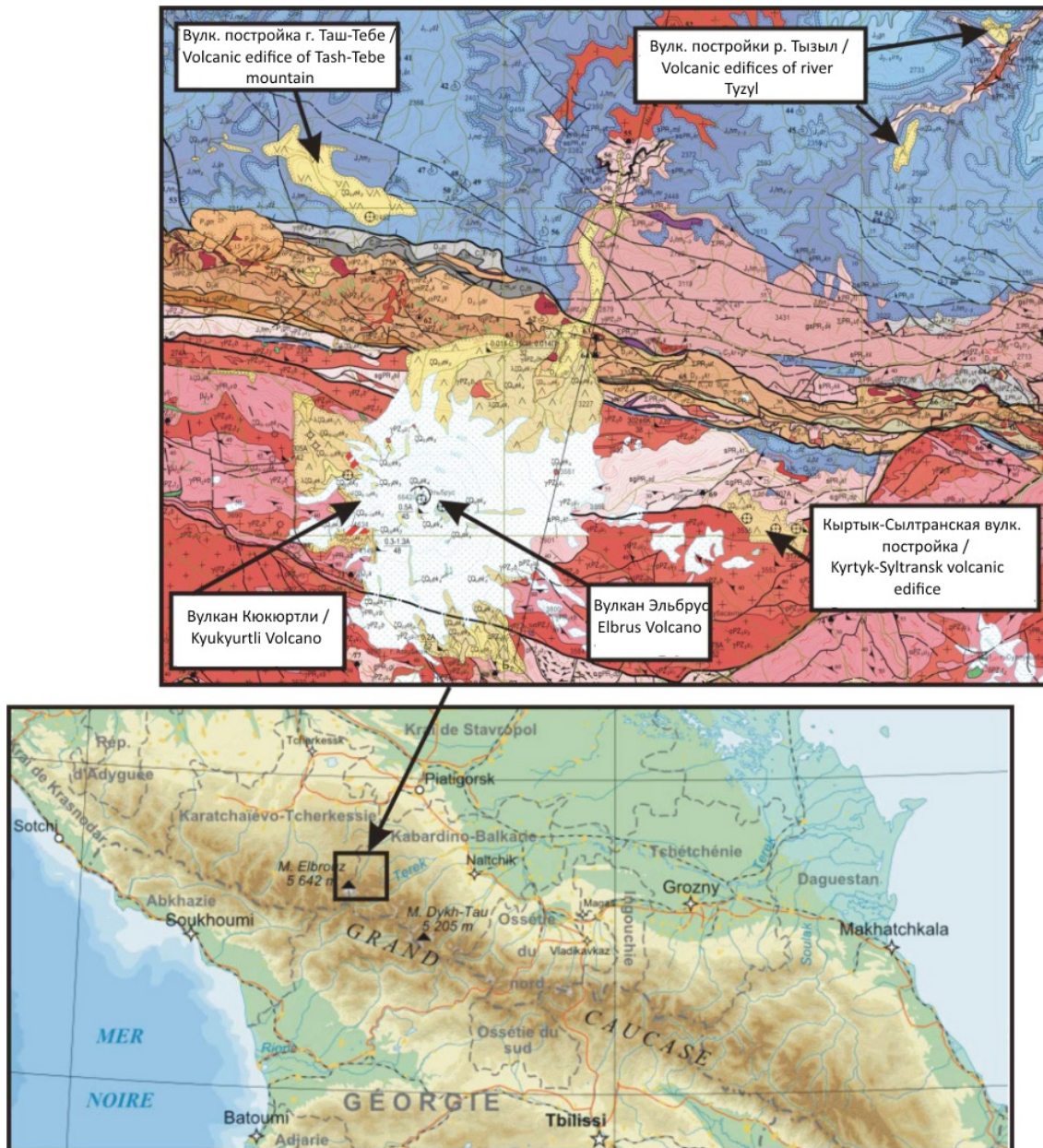


Рис. 1. Геологическая карта Эльбурского вулканического района (по материалам ФГУП «Кавказгеолсъемка», листы К-38-I, К-38-VII. 2004 г.) /

Fig. 1. Geological map of the Elbrus volcanic area (according to the materials of the FSUE «Kavkazgeolslovka», sheets K-38-I, K-38-VII. 2004)

магматических камерах, расположенных на небольшой глубине [Попов, 1980]. Участие мантийного вещества в генезисе вулканитов ЭВР выявлено исследованиями *Sr-Nd* изотопных данных [Бубнов, Гольцман, 2005].

В настоящей публикации рассматриваются результаты геохимического изучения трахиандезибазальтов и трахиандезитов ЭВР.

#### Фактический материал и методы его исследования

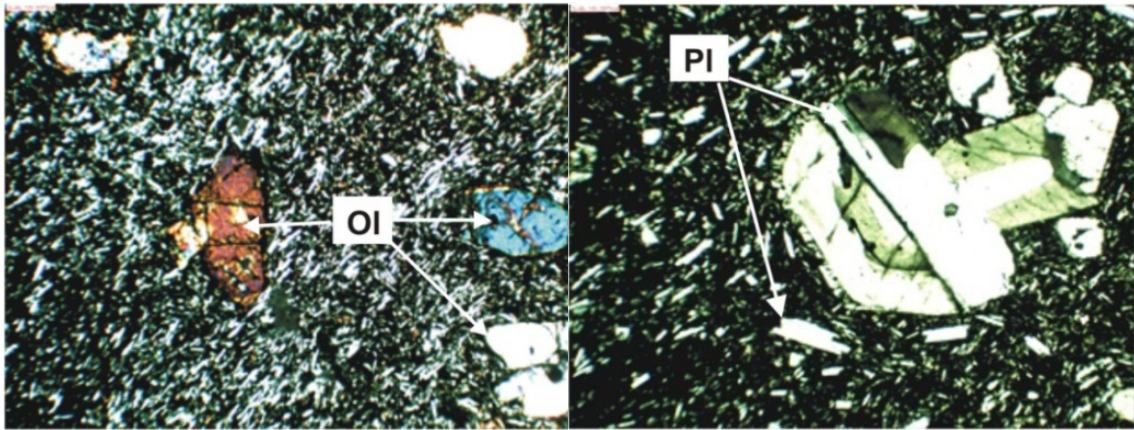
Материалом для исследования послужила коллекция образцов лав Эльбурского вулканического района (ЭВР), собранная авторами этой статьи на рубеже

XX-XXI веков и дополненная в 2017 г. Интерес представляли наиболее основные разновидности лав из ОВП расположенных в северной части ЭВР в долинах рек Тызыл, Худес, Тохана-су, на горе Таш-Тебе, а также ксенолиты из лавовых потоков вулкана Эльбрус. Аналитические работы выполнены в 2017 г., в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика»: Проведены определения концентраций петрогенных и микроэлементов рентгенофлуоресцентным анализом (*XRF*) на спектрометре «Респект-100»; а рудных, редких и редкоземельных элементов – методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (*ICP-MS*) на масс-спектрометре *X-SeriesII*. Точность анализа контролировалась путем измерения российских и международных стандартных образцов. Дополнительно использованы результаты наших предыдущих исследований, проведенных в 1998-2003 годах, и включавших: 1) определения содержаний петрогенных и малых элементов (*XRF*) на рентгеновском анализаторе *VRA-20R* в ЦХЛ ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск; 2) определение содержания редкоземельных элементов инструментальным нейтронно-активационным методом (*INNA*) в Лаборатории ядерно-физических исследований ИГЕМ РАН; 3) определение величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породе на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре *Sector 54 Micromass* в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Используются методики и условия анализов принятые в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика» ФГБУН ИГЕМ РАН.

#### Краткая петрографическая характеристика пород

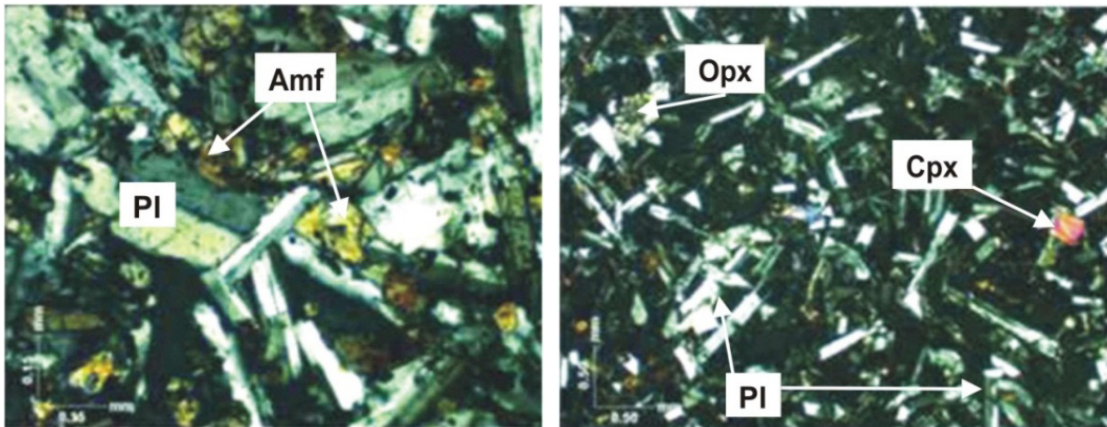
**Трахиандезибазалт** – буровато-серая порода с вкрапленниками темноцветного минерала размером до 1 мм. Микроструктура микропорфировая и олигофировая, основная масса пилотакситовая и аллотриаморфная. Вкрапленники представлены преимущественно субизометричными, либо незначительно удлиненными кристаллами оливина, и их обломками (рис. 2а). Иногда отмечаются единичные удлиненные кристаллы андезина размером до 0,4×0,15 мм. Основная масса представлена агрегатом микролитов олигоклаза, ромбического пироксена и рудного минерала, к которым местами добавляются амфибол, биотит, калиевый полевой шпат и карбонат.

**Трахиандезит** – стекловатая, темно-серая порода с вкрапленниками плагиоклаза, темноцветного минерала и редко, кварца. Микроструктура сериально-порфировая и гломеропорфировая, основная масса гиалопилитовая. Плагиоклаз первой генерации присутствует в виде зональных широкотаблитчатых и ситовидных кристаллов лабрадора и андезин-лабрадора размером до 2,0×1,0 мм, обычно в сростании с ромбическим пироксеном. Вторая генерация – удлиненные кристаллы андезина размером 0,8×0,2 мм. Ромбический пироксен – призматические кристаллы размером до 0,5×0,2 мм. Редкие кристаллы кварца окружены пироксеновой каемкой. Основная масса состоит из микролитов олигоклаза, пироксена, рудного минерала, реже амфибола, сцементированных бурым стеклом, встречаются они в виде округлых полнокристаллических включений часто с криптовой микроструктурой. Они состоят из относительно крупных кристаллов плагиоклаза (андезин-лабрадор), ромбического пироксена и базальтической роговой обманки, промежутки между которыми заполнены агрегатом, состоящим из микролитов плагиоклаза, клинопироксена, амфибола, апатита, рудного минерала. **Ксенолиты в голоценовых лавовых потоках Эльбруса** встречаются в виде угловатых обломков размером до 15-20 см.



а. Трахиандезибазальт (Д 2,8) /  
a. Trachyandesibasalt (D 2,8)

б. Трахиандезит (Д 2,8) /  
b. Trachyandesitis (D 2,8)



в. Ксенолит андезибазальта из  
плейстоценового потока (Д 1,5) /  
c. Xenolith andesibasalt from the  
Pleistocene flow (D 1,5)

г. Ксенолит андезита из  
голоценового потока (Д 1,5) /  
d. Xenolith andesite from the  
Holocene flow (D 1,5)

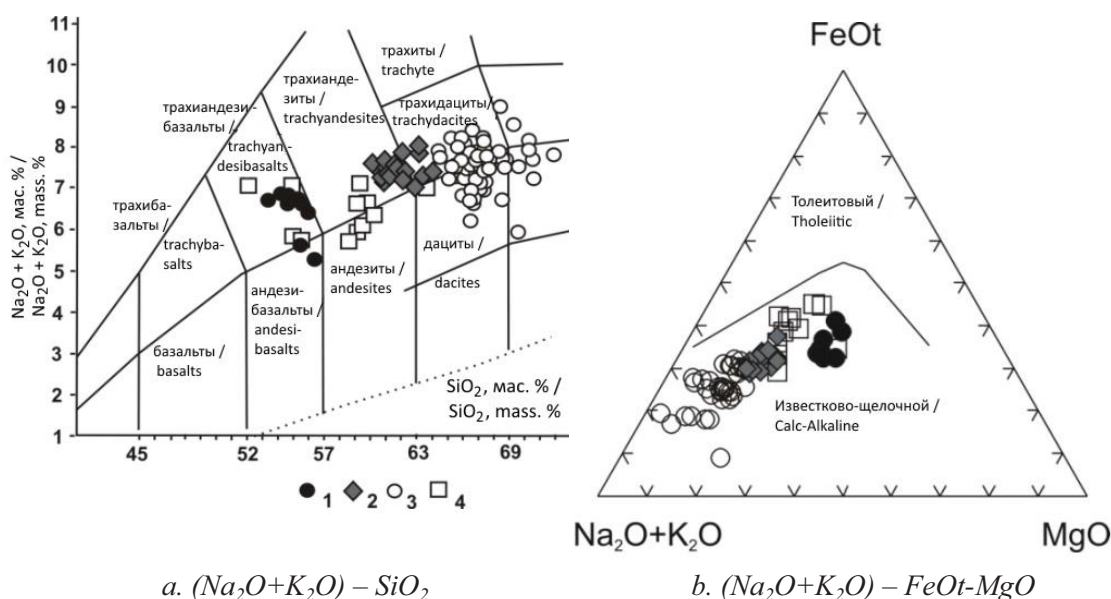
Рис. 2. Микрофотографии пород. (Д – диагональ снимка в мм.) /

Fig. 2. Micrographs of rocks. (D – diagonal picture in mm.)

Внешне это темно-серые тонкокristаллические, мелкопористые породы. Микроструктура олигофировая, основная масса гиаломикролитовая. Порода состоит из плагиоклаза (андезин) размером до 4 мм, более мелких кристаллов базальтической роговой обманки, ромбического и моноклинного пироксенов и редко кварца с клинопироксеновой каемкой. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, амфибола, клинопироксена и рудного минерала погруженных в бурое стекло.

#### Петрохимические и геохимические характеристики пород

На классификационной диаграмме вулканических пород  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$  (рис. 3а) фигуративные точки составов пород ЭВР группируются в поле нормально- и умеренно щелочных пород (от трахиандезибазальтов до трахидацитов, дацитов и риолитов), а на диаграмме  $AFM$  (рис. 3б) они расположены в поле пород известково-щелочной серии, где образуют тренд Боуэновского типа, указывающий на магматическую дифференциацию с последовательным накоплением щелочей в конечных дифференциатах.



a.  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$

b.  $(Na_2O+K_2O) - FeOt-MgO$

Рис. 3. Составы пород ЭВР на классификационных диаграммах.

Примечание: Места опробования вулкаников: 1 – Тызыл; 2 – Таш-Тебе, Худес, Тахана-су; 3 – Кюкюрютли, Эльбрус, Кыртык-Сылтранская постройка; 4 – ксенолиты в лавах Эльбруса. /

Fig. 3. The compositions of the Elbrus Volcanic Center rocks on the classification diagrams.

Note: Places of testing volcanic rocks: 1 – Tyzyl; 2 – Tash-Tebe, Khudes, Takhana-su; 3 – Küyukyurtli, Elbrus, Kyrtlyk-Syltransk edifice; 4 – xenoliths in the lavas of Elbrus.

На диаграммах «Харкера»  $SiO_2$  – петрогенные элементы (рис. 4) заметно уменьшение концентраций  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$  при возрастании –  $SiO_2$  и  $K_2O$ . При этом содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  существенно не изменяются. В целом, это высоко калиевые, высоко титанистые, умеренно глиноземистые, умеренно магнезиальные образования.  $Mg\#$  в трахиандезибазальтах варьирует в пределах 0,55-0,61; в трахиандезитах – 0,43-0,52. Соответственно:  $Al^I$  варьирует в пределах 1,1-1,4; 1,5-2,1,  $Na_2O/K_2O$  – 1,5-1,7; 1,1-1,3. Тип щелочности калиево-натриевый (табл. 1, 2). Величина отношения изотопов  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в трахиандезибазальтах – 0,705107±13, 0,705109±13; в трахиандезитах – 0,706143±14, в ксенолитах из лавовых потоков ЭВЦ – 0,705265±14, 0,705533±16.

По положению фигуративных точек на петрогенетических диаграммах  $Zr/Y - Zr$ ;  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$  по [Meschede, 1986] (рис. 5а, б) трахиандезибазальты диагностируются как внутриплитные образования. На диаграмме  $Nb/Y - Zr/Y$  по [Fitton et al., 1997; Condie, 2005] (рис. 5г) точки их составов группируются в полях островных дуг и активных континентальных окраин ( $IAB$ ,  $ACMB$ ). На диаграмме  $(Na_2O+K_2O - CaO) - SiO_2$  по [Frost et al., 2001] трахиандезибазальты и более кислые породы ЭВР расположены в поле постколлизийных образований.

Спектры редкоземельных элементов (рис. 5е) нормированных к хондриту [San, McDonough, 1989] у трахиандезибазальтов и трахиандезитов существенно не различаются. Они имеют вид наклонной линии, близкий к профилю  $OIB$ , с заметной негативной европиевой аномалией.  $La^H/Sm^H$  отношение варьирует в пределах 4,0-4,4;  $Gd^H/Yb^H$  – 3,2-3,4;  $La^H/Yb^H$  отношение (показатель степени фракционирования  $REE$ ) варьирует в пределах 20,2-22,6. Величина количественного дефицита европия  $Eu/Eu^*$  ( $Eu^* = (Sm_n + Gd_n)/2$ ) составляет 0,69-0,76.  $\sum REE = 205-254$  г/т (табл. 2). Следу-

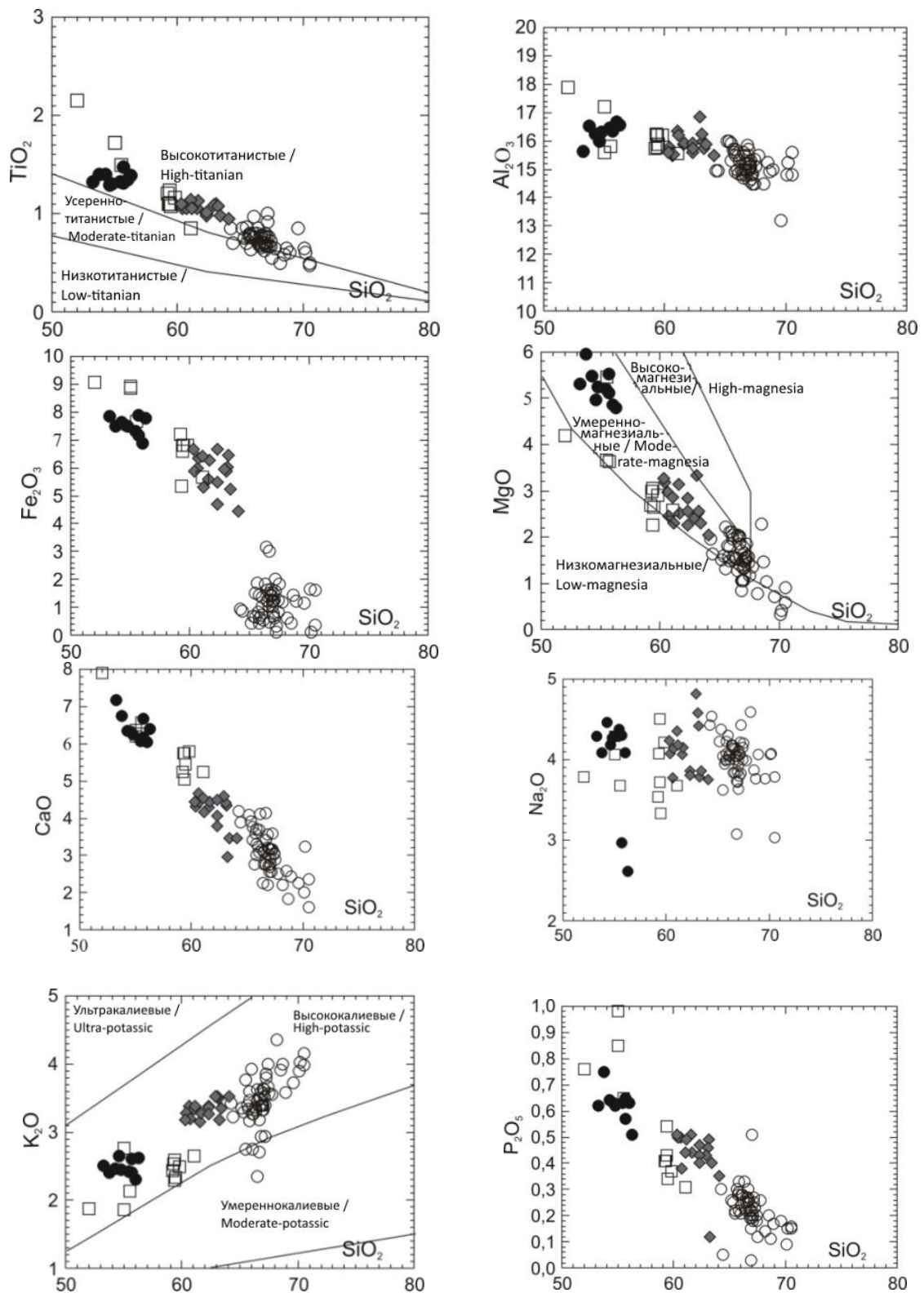


Рис. 4. Диаграммы концентраций петрогенных элементов (в масс. %).  
Условные обозначения см. на рисунке 3. /

Fig. 4. Diagrams of concentrations of petrogenic elements (in mass. %).  
The legend is shown in Figure 3.

Таблица 1. / Table 1.

**Результаты рентгено-флуоресцентного анализа (XRF) андезибазальтов и андезитов  
Эльбрусского вулканического района (оксиды в весовых %; элементы в г/т) /  
Results of X-ray fluorescence analysis (XRF) of andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region  
(oxides in weight percent; elements in g/t)**

№ обр. / № sample	84/17	85/17	86/17	87/17	89/17	90/17	91/17	92/17	11-17	14/17	1-99	5-17	6-17	98/98	5-1/99	35-1/99
SiO <sub>2</sub>	54,74	54,3	54,57	53,26	55,68	56	55,4	53,78	61,52	60,37	60,65	60,34	61,17	62,32	59,39	55,5
TiO <sub>2</sub>	1,3	1,4	1,29	1,32	1,31	1,34	1,32	1,4	1,05	1,06	1,08	1,1	1,06	1,01	1,24	1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	16,23	15,98	15,62	16,36	16,68	16,44	16,52	15,88	15,78	15,5	15,58	16,21	15,73	15,78	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,49	7,64	7,55	7,85	7,18	6,88	7,33	7,5	5,61	5,89	6,00	6,65	5,32	6,69	6,81	7,69
MnO	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10	0,11	0,12	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,14	0,08	0,13
MgO	5,24	5,48	4,97	5,31	5,11	4,87	5,21	5,95	3,14	3,18	2,96	3,26	2,31	2,85	2,26	5,47
CaO	6,24	6,34	6,32	7,17	6,17	6,05	6,08	6,74	4,28	4,31	4,67	4,43	4,17	4,06	5,05	6,58
Na <sub>2</sub> O	4,27	4,46	4,18	4,29	4,3	4,09	4,38	4,09	4,06	4,07	3,77	4,24	4,18	3,81	3,72	3,68
K <sub>2</sub> O	2,45	2,46	2,65	2,5	2,41	2,31	2,42	2,4	3,15	3,28	3,38	3,18	3,38	3,27	2,29	2,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	0,64	0,63	0,62	0,65	0,63	0,63	0,75	0,51	0,5	0,5	0,51	0,49	0,47	0,54	0,65
тпп	0,91	0,59	1,15	1,62	0,38	0,42	0,35	0,68	0,44	1,45	0,5	0,33	1,34	0,38	-	-
Сумма	99,68	99,66	99,4	99,68	99,66	99,37	99,67	99,93	99,73	99,98	99,1	99,72	99,71	100,73	97,16	99,13
Cr	155	155	153	143	160	168	157	184	98	115	27	120	68	1	47	127
V	126	130	126	120	120	126	127	154	97	103	-	101	96	-	-	-
Co	30	27	26	24	26	23	27	32	13	12	15	15	11	6,5	21	26
Ni	106	105	102	106	102	98	111	146	29	31	56	37	18	63	51	63
Cu	17	26	36	34	31	33	21	37	<10	<10	8	17	<10	4	39	29
Zn	90	91	87	90	92	88	89	93	87	95	84	98	88	51	87	64
Pb	17	21	21	16	19	22	21	16	24	23	10	23	24	8	8	8
Rb	56	63	67	66	68	66	65	56	114	110	101	110	121	117	92	84
Sr	688	735	690	681	731	746	756	901	465	460	513	467	478	257	576	952
Ba	538	546	543	524	565	531	514	567	562	581	583	539	542	431	508	485
Nb	26	26	26	24	29	25	26	30	17	18	-	16	18	-	-	-
Zr	276	282	278	277	282	277	271	258	332	332	339	342	338	100	176	159
Y	26	26	26	24	29	25	26	30	22	23	10	22	20	8	21	13
Al'	1,1	1,2	1,2	1,1	1,3	1,4	1,3	1,2	1,8	1,7	1,7	1,5	1,8	1,6	1,7	1,2
Mg#	0,58	0,58	0,56	0,57	0,58	0,58	0,58	0,61	0,52	0,51	0,49	0,49	0,46	0,45	0,40	0,58

Примечание: Тызыл – 84/17, 85/17, 86/17, 87/17, 89/17, 90/17, 91/17, 92/17; Худес – 11/17, 14/17, 1/99; Таш-Гебе – 5/17, 6/17, 98/98; Ксенолиты в лавах Эльбруса – 5-1/99, 35-1/99.



Таблица 2. / Table 2.

**Результаты ICP-MS анализа андезибазальтов и андезитов ЭВР /  
The results of ICP-MS analysis of andesibasalts and andesines EVR**

Элементы (г/т) / Elements (g/t)	Номера проб / Sample numbers				
	5/17	6/17	11/17	14/17	84/17
<i>Li</i>	26,3	31,2	20,3	24,0	18,4
<i>Be</i>	2,21	2,72	2,74	2,25	1,89
<i>Sc</i>	13,65	12,3	14,47	13,1	17,54
<i>Ti</i>	6200	6238	6274	6184	7208
<i>V</i>	96,62	92,66	101,4	100,7	110,8
<i>Cr</i>	114,2	58,66	106,8	109,3	139,6
<i>Mn</i>	702,2	624,1	675,9	696,6	801
<i>Co</i>	15,05	11,25	13,68	14,15	23,74
<i>Ni</i>	36,01	16,76	31,09	31,82	96,64
<i>Cu</i>	24,41	13,72	15,56	16,2	23,62
<i>Zn</i>	98,56	92,79	90,7	94,97	80,86
<i>Rb</i>	112,3	124,1	115,4	115,6	24,97
<i>Sr</i>	495,3	491,5	499,5	481,9	617,4
<i>Y</i>	19,18	19,47	19,76	19,08	12,36
<i>Zr</i>	318,6	312,5	319,9	315,6	263,1
<i>Nb</i>	15,67	16,39	16,11	16	16,84
<i>Mo</i>	2,17	1,62	1,44	1,65	1,42
<i>Ag</i>	0,75	0,74	0,81	0,77	0,69
<i>Cd</i>	0,29	0,27	0,20	0,36	0,3
<i>Sn</i>	0,64	0,72	0,56	3,44	1,66
<i>Sb</i>	0,14	0,15	0,1	0,14	<0,2
<i>Cs</i>	2,69	4,39	2,03	3,14	0,33
<i>Ba</i>	541,3	570,1	559,4	534,7	508,6
<i>La</i>	54,19	53,46	54,44	51,17	42,98
<i>Ce</i>	110,9	111,6	112,7	105,8	88,34
<i>Pr</i>	13,05	12,97	12,94	12,62	10,45
<i>Nd</i>	47,52	46,68	46,97	45,93	39,85
<i>Sm</i>	7,83	7,66	8,15	7,83	6,88
<i>Eu</i>	1,74	1,80	1,79	1,74	1,68
<i>Gd</i>	6,98	7,01	7,21	6,92	6,29
<i>Tb</i>	0,90	0,87	0,87	0,85	0,78
<i>Dy</i>	4,11	4,13	4,17	3,99	3,77
<i>Ho</i>	0,79	0,81	0,78	0,77	0,70
<i>Er</i>	2,09	2,17	2,12	2,06	1,90
<i>Tm</i>	0,28	0,29	0,29	0,28	0,25
<i>Yb</i>	1,72	1,76	1,73	1,67	1,52
<i>Lu</i>	0,26	0,28	0,27	0,26	0,23
<i>Hf</i>	7,14	7,51	7,17	7,15	6,28
<i>Ta</i>	0,98	1,11	1,05	0,99	1,15
<i>W</i>	1,40	1,98	1,45	1,31	1,08
<i>Tl</i>	0,92	0,95	0,82	0,91	0,18
<i>Pb</i>	17,77	19,43	17,2	17,35	14,7
<i>Bi</i>	0,17	0,18	0,12	0,16	0,09
<i>Th</i>	17,76	18,14	18,06	17,56	8,95
<i>U</i>	3,71	4,09	3,61	3,62	2,38
$\Sigma REE$	252,35	251,49	254,42	241,88	205,61

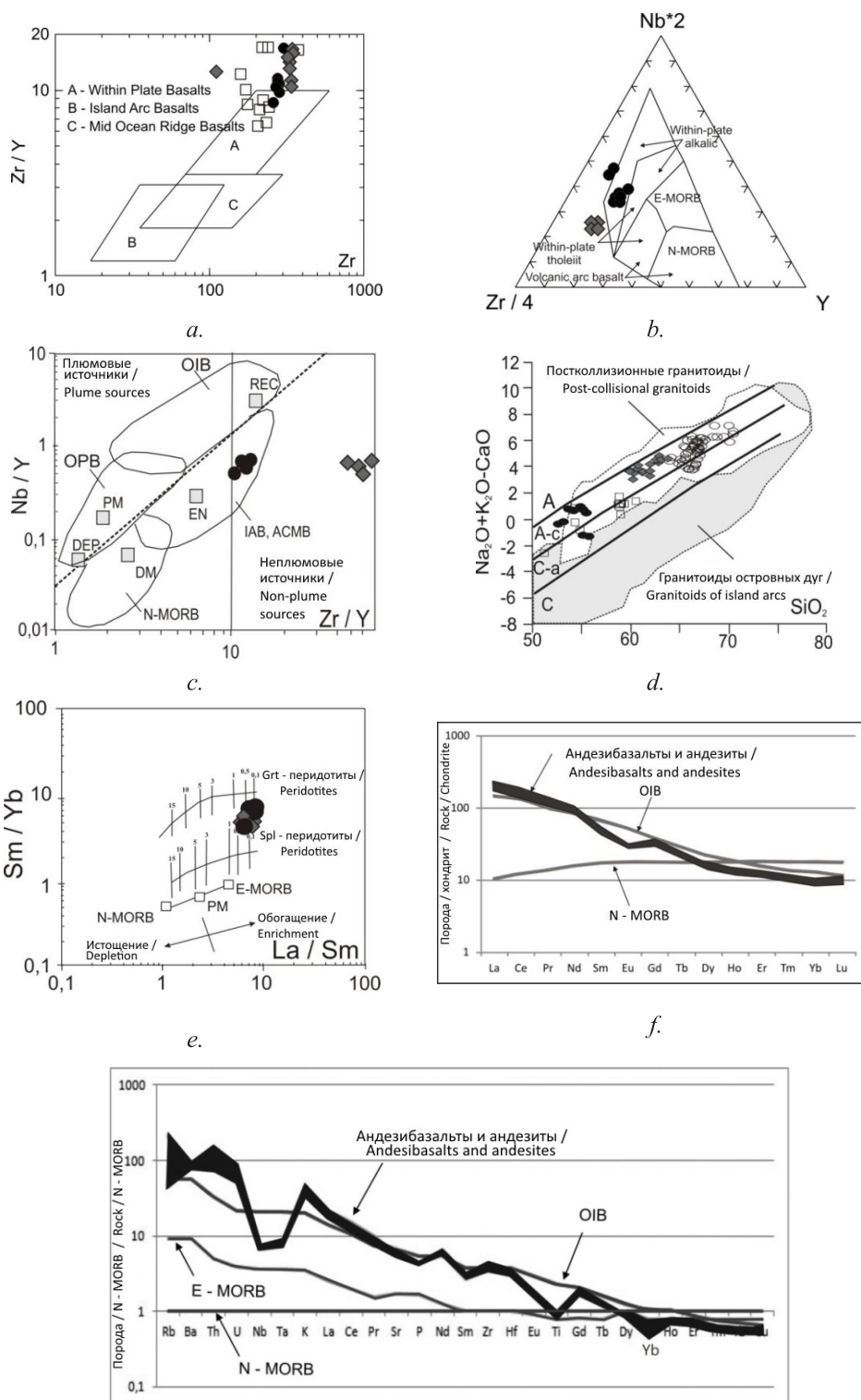


Рис. 5. Составы пород на петрогенетических и спайдер диаграммах: а – Zr/Y-Zr; б – Zr/-Nb\*2-Y; в – Nb/Y-Zr/Y; д – (Na2O+K2O-CaO)-SiO2; е – Sm/Yb-La/Sm; ф – концентрации REE нормированные к хондриту; г – концентрации несовместимых элементов нормированные к N-MORB. /

Fig. 5. Compositions of rocks on petrogenetic and spider diagrams: а – Zr/Y-Zr; б – Zr/-Nb\*2-Y; в – Nb/Y-Zr/Y; д – (Na2O+K2O-CaO)-SiO2; е – Sm/Yb-La/Sm; ф – Concentrations of REE normalized to chondrite; г – Concentrations of incompatible elements normalized to N-MORB.

ет отметить, что по сравнению с *OIB* (базальты океанических островов) в нашем случае концентрации *MREE-HREE* понижены. На модели равновесного плавления гранатового и шпинелевого перидотита *Sm/Yb-La/Sm*, [Школьник и др. 2009] (рис. 5д) точки составов группируются между трендами плавления гранатового и шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавов  $\leq 1\%$ . Концентрации несовместимых элементов нормированные к *N-MORB* [San, McDonough, 1989] в исследованных породах имеют однотипный профиль, близкий к *OIB*. При этом, отмечается обогащение пород *LILE*, *LREE*, а также высокозарядными элементами – *Zr*, *Hf*, *U*, *Th*. На фоне профиля *OIB*, в изученных породах заметен существенный трог по *Nb*, *Ta* и негативные аномалии *Ti* и *Yb* (рис. 5ж).

Для выявления формул геохимической специализации изучаемых пород составлены ранжированные ряды кларков концентрации ( $K_k > 1,5$ ), при расчете которых использованы эталоны главных типов горных пород [Гусев и др. 1999]. Так, для трахиандезитобазальтов она выражена следующим образом: –  $Ag_{40}Se_{25}W_{3,0}Zr_{2,5}Hf_{2,4}Sr_{2,0}Ni_{2,0}Cr_{1,8}Nb_{1,8}Ba_{1,6}Th_{1,6}Mo_{1,5}$ ; для трахиандезитов –  $Ag_{45}Se_{18}Zr_{2,7}Hf_{2,4}Th_{2,2}Cd_{2,1}Cs_{2,1}U_{1,8}Nb_{1,8}Tl_{1,8}Mo_{1,7}W_{1,7}$ .

Сравнение полученных формул с геохимией пород, близких петрогеохимических типов (12-ти геодинамических обстановок [Гусев и др. 1999]) показало, что изученные вулканы сопоставимы с аналогичными по составу породами коллизийных поясов и вулканоплутонических поясов тыловых рифтов активных континентальных окраин, а их геохимическая специализация халькофильно-литофильная или полиметалльно-редкометалльная.

### Обсуждение результатов аналитических исследований

Изученные породы (умеренно щелочные андезитобазальты и андезиты ЭВР) являются высоко калиевыми, умеренно глиноземистыми, умеренно магниальными образованиями, с величинами изотопных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  варьирующими в пределах  $0,705107 \pm 13$ – $0,706143 \pm 14$ . Они обогащены *LILE*, *LREE* и высоко зарядными элементами *Zr*, *Hf*, *U*, *Th*. В них спектры несовместимых элементов и *REE* имеют профиль близкий к *OIB* с характерными негативными аномалиями *Eu*, *Nb*, *Ta*, *Ti*, *Yb*.

По данным сейсмотомографии в верхней мантии ЭВР известна обширная, радиусом 45–60 км от вулкана, зона замедления скорости поперечных (*V<sub>s</sub>*) сейсмических волн, считающаяся «астенолинзой» [Милановский и др., 1989]. Активное участие мантийного вещества в генезисе вулкаников подтверждается исследованиями величин изотопных отношений гелия ( $^3He/^4He$ ), в котором источником  $^3He$  служат магматические резервуары, связанные с астенолинзой [Яковлев, Поляк, 1997]. Еще одним подтверждением этой точки зрения являются величины изотопных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в вулканиках ЭВР (0,70506–0,70590), которые гораздо ближе к изотопным характеристикам современной мантии, чем к изотопным меткам древней коры. Изотопный состав неодима колеблется от +1,3 до –3,5 не выходя за пределы значений характерных для пород мантийного генезиса [Бубнов, Гольцман, 2005].

На модели равновесного плавления гранатового (*Ol55Opx25Cpx10Grt10*) и шпинелевого (*Ol55Opx25Cpx15Sp15*) перидотита (рис. 5д) точки составов изученных пород группируются между трендами плавления гранатового и шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавов  $\leq 1\%$ . На низкую степень плавления исходных пород в литосферной мантии указывают обогащение расплава *LILE* и высокие значения  $La^n/Yb^n$  отношения равные 20,2–22,6. Пониженные кон-

центрации *HREE* и отрицательная аномалия *Yb* говорят о возможном присутствии в рестите остаточного граната. Высокое содержание  $K_2O$  в трахиандезибазах, допускает наличие флогопита в источнике. А положение фигуративных точек составов вблизи с точкой *EN* – обогащенный компонент на рисунке 5г, и близость с составом эталона *OIB* (рис. 5е, ж), возможно свидетельствуют о более ранних явлениях мантийного метасоматизма.

Известно, что особенности поведения ряда петрогенных и редких элементов являются косвенным доказательством фракционной кристаллизации. Умеренная магнетиальность трахиандезибазальта в сочетании с негативными аномалиями *Eu*, *Nb*, *Ta*, *Ti*, свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что этот расплав уже предварительно эволюционировал. Считается, что негативная европиевая аномалия в базитовых магмах преимущественно связана с процессами плагиоклазового фракционирования или частичного плавления, при котором плагиоклаз остается в источнике, а содержания таких элементов как *Ti*, *Nb*, *Ta* контролируются такими минеральными фазами как ильменит, рутил или сфен. Уменьшение концентраций *Mg*, *Fe*, *Ti*, *Sr*, *Cr*, *Ni*, *Co* в ряду пород от трахиандезибазальта к трахиандезиту указывает на продолжающееся фракционирование плагиоклаза, оливина, титан содержащего минерала и возможно пироксена.

При контаминации расплава материалом континентальной коры происходит его обогащение *SiO<sub>2</sub>*, *Ba*, *Th*, *U* и *LREE*. Одним из наиболее надежных индикаторов роли осадочного компонента в магмогенезисе является концентрация в породах не мобильного в водном флюиде *Th* [Мартынов, 2010]. Аномально высокие концентрации *Th* (в г/т) в: трахиандезибазах – 9-14; трахиандезитах – 17-18, с большой вероятностью, указывают на существенную контаминацию расплава нижнекоревым материалом.

На основании положения фигуративных точек трахиандезибазальтов на петрогенетических диаграммах и их сравнения с геохимией близких по составу петро-геохимических типов пород из 12-ти геодинамических обстановок [Гусев и др. 1999] их можно рассматривать как: 1) внутриплитные образования (рис. 5а, б); 2) образования коллизионных поясов, либо 3) вулcano-плутонических поясов тыловых рифтов активных континентальных окраин (рис. 5в, г). Не останавливаясь на рассмотрении всех существующих представлений о геодинамическом режиме позднемиоцен – четвертичного этапа развития Кавказского региона, отметим, что исходный расплав, эволюционировавший, и, в конечном счете, образовавший изученные породы, формировался в тыловой части зоны коллизии, а его возникновение было обусловлено, по-видимому, декомпрессионными явлениями, проявившимися в связи с «синколлизонным» рифтингом, имевшим место в пределах Транскавказской поперечной зоны [Имамвердиев, 2000].

Геохимическая специализация трахиандезибазальтов и трахиандезитов по аналогии с геохимией пород близких петро-геохимических типов – халькофильно-литофильная (полиметалльно-редкометалльная) [Гусев и др. 1999]. В пределах Эльбрус-Кюкюртлинской вулканической постройки нами были выявлены субинтрузивные тела и зоны вторичных изменений вулканитов и получены данные о близких температурах формирования постмагматической сульфидной минерализации (170–213°C) и гидротермально-метасоматических образований (110–199°C). Установлена связь аномально повышенных концентраций, в первую очередь *Pb* и *Zn*, с разрывной тектоникой и зонами аргиллизации. На основании изучения составов акцессорных апатитов установлено, что содержания летучих элементов (*F*, *Cl*,

S) в расплавах, на ранних стадиях, сопоставимы с концентрациями аналогичного набора летучих элементов в магмах молибден- и медно-порфировых систем. Это позволило предполагать наличие соответствующей потенциальной рудоносности изученных пород, и предположить, что на глубине в несколько сотен метров от современного эрозионного среза, в зоне монтмориллонит-гидрослюдистых изменений возможно обнаружение свинцово-цинкового, а на более глубоких уровнях Cu-Mo-порфирового типов оруденения [Газеев, 2003].

### Заключение

Плейстоценовые умеренно щелочные андезибазальты и андезиты ЭВР являются высоко калиевыми, умеренно глиноземистыми и магнезиальными образованиями, с величинами изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , варьирующими в пределах  $0,705107 \pm 13 - 0,706143 \pm 14$ . Породы имеют повышенный уровень концентрации *LILE*, *LREE* и высокочarged элементов *Zr*, *Hf*, *U*, *Th*. Спектры несовместимых элементов, нормированные по *N-MORB* и спектры *REE* нормированные по хондриту, имеют однотипный профиль, близкий к *OIB* с характерными негативными аномалиями *Eu*, *Nb*, *Ta*, *Ti*, *Yb*. Андезибазальты и андезиты ЭВР являются производными расплава, образовавшегося при частичном ( $\leq 1\%$ ) плавлении метасоматизированных пород литосферной мантии. Образование изученных пород обусловлено декомпрессионными процессами, проявившимися в связи с «синколлизионным» рифтингом, проявившимся в пределах Транскавказской поперечной зоны. В процессе эволюционных преобразований первичного расплава отмечаются явления фракционирования с участием плагиоклаза, оливина, титан содержащего минерала, а также контаминация расплава нижнекоровым материалом. В последующий период, при формировании дацитов, происходило смешение трахиандезибазальтового расплава с более кислым коровым расплавом [Попов, 1980; Газеев, 2004]. Геохимическая специализация трахиандезибазальтов и трахиандезитов – халькофильно-литофильная (полиметалльно-редкометалльная).

### Литература

1. Бубнов С. Н., Гольцман Ю. В. Модель новейшего вулканизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. – Апатиты: КНЦ РАН, 2005. – С. 25-28.
2. Газеев В. М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ) // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. – М.: ИГЕМ РАН, 2003. – 24 с.
3. Газеев В. М., Носова А. А., Сазонова Л. В., Гурбанов А. Г., Докучаев А. Я. Петрогенетическая интерпретация неравновесных ассоциаций минералов вкрапленников плейстоценовых-голоценовых вулканитов Эльбруса // Вулканология и сейсмология. – 2004. – № 1. – С. 25-40.
4. Гусев Г. С., Кудрявцев Ю. К., Гущин А. В., Сурин Т. Н. и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов // С. – Пб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 514 с.
5. Имамвердиев Н. А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Баку: «Nafta-Press», 2000. – 188 с.
6. Мартынов И. А. Основы магматической геохимии. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 218 с.

7. Милановский Е. Е., Расцветаев Л. М., Кухмазов С. У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. – С. 99-105.

8. Молявко В. Г., Остафийчук И. М., Короновский Н. В. Эволюция, химизм и генезис эффузивов Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 6. – С. 31-46.

9. Школьник С. И., Резницкий Л. З., Беличенко В. Г., Бараш И. Г. Геохимия, вопросы петрогенеза и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. № 9. – С. 1013-1024.

10. Яковлев Л. Е., Поляк Б. Г. Природа изотопно-гелиевой аномалии в Северном Приэльбрусье // Вулканология и сейсмология. – 1997. – № 6. – С. 3-14.

11. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. // Lithos. – 2005. – Vol. 79. – Pp. 491-504.

12. Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Science Letter. – 1997. – Vol. 153. – Pp. 197-208.

13. Frost B. R., Barnes G. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // Journ. Petrology. – 2001. – Vol. 42. – No. 11. – Pp. 2033-2048.

14. Meschede M. A. Method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nd-Zr-Y diagram. // Chemical. Geol. – 1986. – Vol. 56. – Pp. 207-218.

15. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. – 1989. – No. 42. – Pp. 313-345.

---

---

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY

---

---

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976

## Temperate-alkaline andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region (Northern Caucasus): questions of petrogenesis, geodynamic typisation and geochemical specialization

**V. M. Gazeev<sup>1,2</sup>, Cand. Sci. (Geol.-Min.), A. G. Gurbanov<sup>1,2</sup>, Cand. Sci.  
(Geol.-Min.), O. A. Gurbanova<sup>3</sup>, Cand. Sci. (Chem.)**

<sup>1</sup>Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS,  
35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russia;

<sup>2</sup>Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 22 Markusa Str.,  
Vladikavkaz 362027, RNO-Alania, Russia  
e-mail: gurbanov@igem. ru;

<sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

**Abstract:** In the central part of the Greater Caucasus, in the upper reaches of the Baksan, Malka and Kuban rivers, there are Pleistocene – Holocene volcanic structures of the Elbrus volcanic region, composed of ignimbrites, lavas and tuffs of various composition from trachandesites, andesites to dacites and rhyolites. The predominant type is lava of dacite composition. The most basic in composition volcanic rocks, represented by trachyandesibasalts and trachyandesites were investigated. These volcanic rocks form independent structures in the northern part of the volcanic region, and in the dacitic lava flows of Elbrus volcano they are found in the form of xenoliths. The article provides a brief petrographic description of these facies and the results of RFA, ICP-MS,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  analysis. Petrochemical and geochemical characteristics of these rocks are considered. It is shown that in discriminatory diagrams, figurative points are grouped in fields characteristic of intraplate and postcollisional formations, as well as island arcs and zones of active continental margins. It is assumed that the occurrence of the primitive liquid was conditioned by decompression phenomena in connection with the “syncollisional” rifting, which appeared within the Transcaucasian transverse zone. The distribution spectra of rare-earth elements normalized to chondrite are not significantly different for trachyandesibasalts and trachyandesites. They have the form of an inclined line close to the *OIB* profile, with a noticeable negative europium anomaly. The enrichment of *LILE*, *LREE* rocks, as well as highly-charged (*Zr*, *Hf*, *U*, *Th*) elements is noted. Against the background of the *OIB* profile, a significant *Nb*, *Ta* trough and negative anomalies of *Ti* and *Yb* are noticeable in the investigated rocks. Based on variations of the *La/Sm* and *Sm/Yb* ratios, using the model of equilibrium melting of garnet and spinel peridotite, it is assumed that the primitive liquid was formed during partial ( $\leq 1\%$ ) melting of metasomatized lithospheric mantle rocks. The evolutionary transformations of the primitive liquid are associated with the process of fractionation, the participation of plagioclase, olivine, titanium-containing mineral and its contamination by lower crust material. During the formation of dacites, this evolved mantle melt was mixed with a more acidic crust melt. It is shown that chalcophilic-lithophilic (polymetal-raremetallic) geochemical specialization is characteristic for trachyandesibasalts and trachyandesites, as well as for all rocks of the Elbrus volcanic region. This is confirmed by the fact that areas with abnormally elevated concentrations of lead, zinc, antimony, and molybdenum, associated with zones of fault tectonics and low-power zones of argillization, have been established in volcanics.

**Keywords:** petrography, geodynamic typisation, geochemical specialization, Elbrus volcanic district.

**Acknowledgements:** The work was supported by the state assignment of the IGEM RAS “Petrology and minerageny of magmatism of intraplate and post-born environments: the role of lithospheric and asthenospheric sources in the formation of melts” and was prepared with the support of the state theme: AAAA-A17-117060910044-5 in the Complex Research and Development Department of VSC RAS.

**For citation:** Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Gurbanova O.A. Temperate-alkaline andesibasalts and andesites of the Elbrus volcanic region (Northern Caucasus): questions of petrogenesis, geodynamic typisation and geochemical specialization. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 40-55. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31976.

## References

1. Bubnov S. N., Gol'tsman Yu. V. Model of the newest volcanism of the Caucasian sector of the Alpine fold belt. Evolution of petrogenesis and differentiation of the Earth's matter. Apatity: KSC RAS, 2005. Pp. 25-28. (in Russ.)
2. Gazeev V.M. Petrology and potential ore-bearing of the Elbrus Volcanic Center (Northern Caucasus). Ph. D. Abstract. M.: IGEM RAS, 2003. 24 p. (in Russ.)
3. Gazeev V.M., Nosova A. A., Sazonova L. V., Gurbanov A. G., Dokuchaev A. Ya. Petrogenetic interpretation of nonequilibrium associations of Fossil-Pleistocene-Holocene volcanic rocks of Elbrus. *Volcanology and Seismology*. 2004. No. 1. Pp. 25-40. (in Russ.)
4. Gusev G. S., Kudryavtsev Yu. K., Gushchin A. V., Surin T. N. et al. Geochemical and metallogenic specialization of structural-material complexes. St. Petersburg, VSEGEI, 1999. 514 p. (in Russ.)
5. Imamverdiev N.A. Geochemistry of Late Cenozoic volcanic complexes of the Lesser Caucasus. Baku: Nafta-Press, 2000. 188 p. (in Russ.)
6. Martynov I.A. Fundamentals of magmatic geochemistry. Vladivostok: Dalnauka, 2010. 218 p. (in Russ.)
7. Milanovskii E. E., Rastsvetaev L. M., Kukhmazov S. U. et al. Recent geodynamics of the Elbrus-Mineralovodsk region of the North Caucasus. *Geodynamics of the Caucasus*. M.: Nauka, 1989. Pp. 99-105. (in Russ.)

8. Molyavko V. G., Ostafichuk I. M., Koronovskii N. V. Evolution, Chemism, and Genesis of Elbrus Effusives, *Izv. Academy of Sciences of the USSR. Ser. geol.* 1980. No. 6. Pp. 31-46. (in Russ.)
9. Shkol'nik S. I., Reznitskii L. Z., Belichenko V. G., Barash I. G. Geochemistry, issues of petrogenesis and geodynamic typification of metavolcanites of the Tunkinsky terrane (Baikal-Khubsugulsk region). *Geology and Geophysics.* 2009. Vol. 50. No. 9. Pp. 1013-1024. (in Russ.)
10. Yakovlev L. E., Polyak B. G. Nature of the isotope-helium anomaly in the Northern Elbrus region. *Volcanology and seismology.* 1997. No. 6. Pp. 3-14. (in Russ.)
11. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. // *Lithos.* 2005. Vol. 79. Pp. 491-504.
12. Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Science Letter.* 1997. Vol. 153. Pp. 197-208.
13. Frost B. R., Barnes G. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journ. Petrology.* 2001. Vol. 42. No. 11. Pp. 2033-2048.
14. Meschede M. A. Method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nd-Zr-Y diagram. // *Chemical. Geol.* 1986. Vol. 56. Pp. 207-218.
15. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. *Geol. Spec. Publ.* 1989. No. 42. Pp. 313-345.



## ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.411

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31977

## Сопоставление химико-аналитических и геологических данных по золотоносным интервалам буровых скважин в пределах Зыгыркольской зоны Тырныаузского рудного поля

С. Г. Парада<sup>1,2</sup>, д. г.-м. н., М. Ю. Маркин<sup>3</sup>, к. г.-м. н.,  
В. В. Столяров<sup>3</sup>, к. г.-м. н., Х. О. Чотчаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: segripa@rambler.ru

<sup>2</sup>ФГБУН ФИЦ «Южный научный центр РАН», Россия, 344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41, e-mail: parada@ssc-ras.ru

<sup>3</sup>ООО «Арго», Россия, 344018, г. Ростов-на-Дону, ул. Мечникова, 116, info@argo-geo.com

**Аннотация:** Проведен сопоставительный анализ документации керна буровых скважин и результатов химико-аналитических определений золота в керновых пробах из рудных интервалов золотоносных скарнов Зыгыркольской зоны. Показано, что содержания золота в рудных интервалах не зависят от типа, форм проявления, количества и состава рудных минералов. Отсутствие связи концентраций золота с сульфидами, магнетитом и гематитом подтвердилось и при исследовании проб-протолочек, составленных из «хвостов» 50 бороздовых проб, отобранных из рудных интервалов, в которых содержания золота по результатам химического анализа составили от 0,6 до 9,9 г/т. Результаты минералогического анализа шлихов показали крайнюю бедность их рудными минералами. В минералогических пробах руд с максимальными содержаниями золота установлены частицы самородного золота, при полном отсутствии в этих пробах сульфидов и других рудных минералов. Множественная корреляция, выполненная по массиву химико-аналитических данных, полученных по результатам кернового опробования золотоносных скарнов Зыгыркольской рудноносной зоны, показала, что золото достаточно сильно положительно коррелируется только с висмутом. Это соответствует минералогическим данным о наличии ассоциации самородного золота с самородным висмутом, установленной по результатам электронно-микроскопических исследований. Установлено также отсутствие значимой корреляции золота и серебра, что может свидетельствовать о разных этапах золотой и серебряной минерализаций. Относительно сильная положительная корреляция серебра со свинцом, сурьмой, цинком, мышьяком, марганцем и оловом свидетельствует о связи этого элемента с проявлениями сульфидной минерализации, содержащими галенит, пираргирит и другие сульфоантимониты, сульфоарсениды и сульфостанаты, а также алабандин. Таким образом, установлено, что золотое оруденение в скарнах Зыгыркольской зоны является монометалльным (чисто золотым), образовавшимся раньше так называемых сопутствующих сульфидных и сульфидно-магнетитовых минерализаций Тырныаузского рудного поля.

**Ключевые слова:** золото, сульфиды, скарны, руда, химический анализ, месторождение Тырныауз, Северный Кавказ.

**Для цитирования:** Парада С. Г., Маркин М. Ю., Столяров В. В., Чотчаев Х. О. Сопоставление химико-аналитических и геологических данных по золотоносным интервалам буровых скважин в пределах Зыгыркольской зоны Тырныаузского рудного поля. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 56-68. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31977.

## Введение

Крупнейшее на Северном Кавказе Mo-W месторождение Тырнауз изучалось и эксплуатировалось с 1940 до 2001 г. Из молибденовых и вольфрамовых руд попутно извлекалось, кроме меди и висмута еще и золото. Содержания последнего были не высокими (около 0,1 г/т), тем не менее, за весь период эксплуатации месторождения извлечено около 25 т. В 2010-2011 гг. в ходе поисковых работ с участием авторов открыты промышленно значимые проявления золотого оруденения, связанные с тырнаузским неинтрузивным комплексом [Емкужев, Джубуев, 2012; Parada, Stolyarov, 2012]. В дальнейшем были определены особенности геологического строения золотоносного участка и условия локализации золото-скарновых руд [Маркин и др., 2014; Тарасов и др., 2015; Парада, Столяров, 2017], разработана прогнозно-поисковая модель [Столяров, 2015], выявлена геохимическая зональность оруденения [Парада, 2019]. В последнее время подобные объекты с крупными запасами золота открыты на Аляске (месторождение Пэбблэ) [Nie, 2015], в Мексике (месторождение Лос Филос) [Canadian Mining Journal, 2017] на Тянь-Шане (месторождение Чорух-Дайрон) [Soloviev, Kryazhev, 2017], на Полярном Урале (месторождение Петропавловское) [Vikentyev et al., 2017]. В качестве объектов-аналогов всех этих месторождений могут рассматриваться месторождения золото-порфирового типа [Hollister, 1992; Sillitoe, 2000]. Таким образом, открытие золоторудных объектов на Северном Кавказе – закономерное и принципиально важное событие, которое позволяет вернуться к переоценке металлогенического потенциала тырнаузского и других неинтрузивных комплексов региона, а также оптимизации поисковых критериев [Заалишвили и др., 2015].

Считалось, что золото в Mo-W рудах находится в виде тонкодисперсной примеси в сульфидах и в химически связанной форме (теллуриды и сложные сульфосоли) в составе так называемых сопутствующих (основному Mo-W оруденению) сульфидных и сульфидно-магнетитовых минерализаций [Родзянко и др., 1973; Граменицкий, 1978, Кулиш, Нырков, 2007 и др.]. Однако итоги поисковых работ на золото 2010-2014 гг. и результаты изучения минералогических особенностей золотоносных руд [Столяров и др., 2016; Parada и др., 2017] показали, что выявленное собственно золотое оруденение в скарнах Зыгыркольской зоны не обнаруживает строгой приуроченности к так называемым сопутствующим сульфидным рудам.

## Сопоставление химико-аналитических и геологических данных

Сопоставительный анализ документации керна буровых скважин и результатов химико-аналитических определений золота и других элементов показал, что содержания золота в рудных интервалах не зависят ни от типа сопутствующих руд, ни от форм проявления, количества и состава рудных минералов. Показателен в этом отношении золотоносный интервал 105,0-108,2 м в скважине 8, пройденной на Нижнем участке. Золотоносный интервал представлен прослоем карбонатизированного гранат-пироксенового скарна в серых тонкослоистых мраморах (рис. 1).

Рудная минерализация здесь представлена прожилками, вкрапленностью и гнездами пирит-халькопиритового состава с примесью пирротина и сфалерита, содержания которых в сумме на массу скарна не превышают 5%. В 2-х пробах из этого 3-х метрового интервала содержание золота составило 10,2 и 11,9 г/т, еще в одной пробе – 3,1 г/т. В верхнем зальбанде скарна на границе с мрамором в интер-

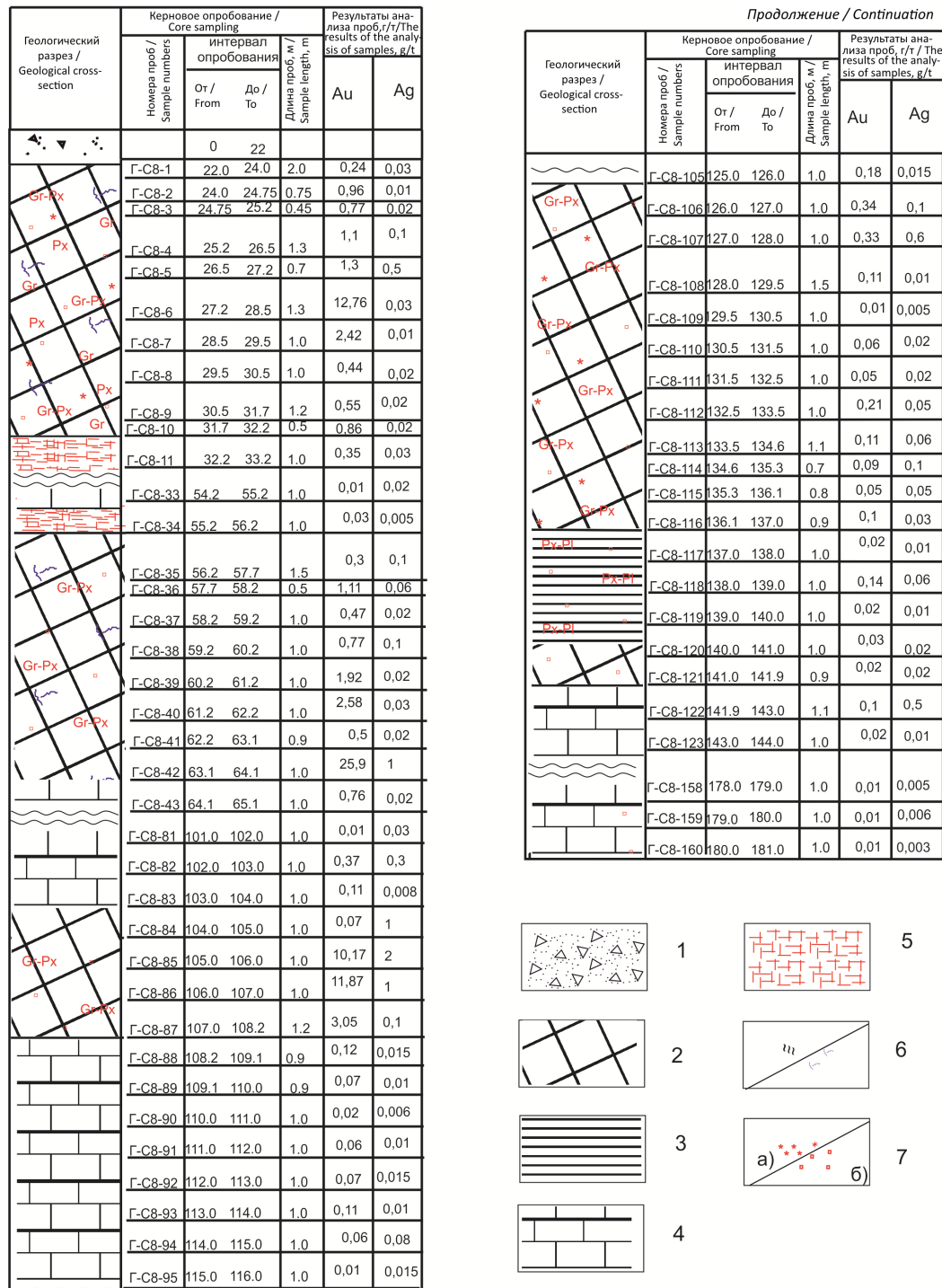


Рис. 1. Сопоставления результатов документации ядра буровой скважины и результатов определений золота и серебра в керновых пробах на примере буровой скважины 8 (Нижний участок Зыгирькольской рудоносной зоны). 1 – элювиально-делювиальные отложения; 2 – скарны; 3 – пироксен-плагиоклазовые роговики; 4 – мраморы; 5 – тектоническая зона дробления; 6 – прожилки и гнезда кальцита; 7 – а) окислы и гидроксиды железа, б) сульфиды. Буквенные индексы красного цвета: Gr – гранат, Px – пироксен, Pl – плагиоклаз /

Fig. 1. Comparison of the results documentation of the core drill-hole and results of gold and silver determination in the core drill-hole (the borehole 8, Lower plot Zygyrkol'skoi ore-bearing zone). 1 – eluvial-deluvial deposits; 2 – skarns; 3 – pyroxene-plagioclase corneans; 4 – marbles; 5 – tectonic zone of crushing; 6 – veins and calcite nests; 7 – a) oxides and hydroxides of iron, b) sulfides. Letter indices in red: Gr – garnet, Px – pyroxene, Pl – plagioclase /

вале 104,7-105,1 м, выделяется зона гнездово-прожилковой рудной минерализации пирит-халькопирит-магнетитового состава с мощностью прожилков и гнездовых выделений до 7-8 см. Этот интервал большей своей частью попал в керновую пробу Г-С8–84, что отразилось на аномально высоком содержании меди (более 1%), несколько повышенном содержании мышьяка (0,06%) и никак не отразилось на содержании золота (0,07 г/т). Ниже располагается интервал, где основной материал представлен скарном без заметного количества сульфидов. Содержание золота в пробе из этого интервала составило 10,2 г/т. Наличие примеси сульфидного материала из соседнего интервала в этой пробе отразилось только высоким содержанием меди (более 1%). Чисто золотоносный интервал, представленный двумя пробами ниже, выделяется геохимически по высоким содержаниям висмута (0,1-0,3%), которые не фиксируются в прилегающей сверху сульфидно-магнетитовой минерализации.

Подобная гнездово-прожилковая пирит-халькопирит-магнетитовая минерализация с мощностью гнезд и прожилков до 7 см отмечается на отметке 127,3 м в 3,5-метровом прослое слабо золотоносного скарна с содержаниями золота от 0,1 до 0,4 г/т. Керновая проба, в состав которой попал сульфидно-магнетитовый материал, показала содержание золота 0,3 г/т, а наличие сульфидов сказалось на повышенном содержании меди (0,5%). И таких примеров можно привести много. В скважине 7 (интервал 104,5-106,0 м) отмечается гнездово-прожилковая колчеданно-полиметаллическая минерализация с содержанием сульфидов до 10%. Пробирный анализ керновой пробы Г-С7–155 из этого интервала показал отсутствие золота.

Вместе с тем, наличие кварцевых и (или) кальцитовых жил повышенной до 10 см мощности приводит в отдельных случаях к всплескам повышенных содержаний золота. Так, по скважине 7 (интервал 135,5-202,8 м) выделяется тело скарнов с разно ориентированными кварц-карбонатными прожилками. Содержания золота в этом скарне до отметки 191,4 м составляют сотые – первые десятые г/т. И только керновая проба Г-С7–47 с интервала 141,1-142,6 м, где косо перебурена кальцитовая жила мощностью до 10 см, содержит золото в количестве 7,4 г/т. С более широким, чем обычно развитием прожилков крупнокристаллического кальцита в скарнах связан золотоносный интервал 192,5-200,9 м в скважине 7, где содержание золота составило от 0,6 до 4,0 г/т. Всплески содержаний золота в связи с наличием кварцевых жил или густой сети прожилков отмечаются по скважине 8. Здесь в керновых пробах Г-С8–6 и Г-С8–42 содержится золото 12,8 и 25,9 г/т, соответственно, что, согласно геологической документации связано с попаданием в пробу большого количества материала кварцевых прожилков и жил. В данном случае всплески содержаний золота сопровождаются всплесками содержаний только висмута и серебра, что указывает на отсутствие сульфидов меди, свинца и цинка. Подстилающие и перекрывающие этот золотоносный интервал породы не содержат золото.

Отсутствие связи концентраций золота с сульфидами, магнетитом и гематитом подтвердилось и при исследовании проб-протолочек, составленных из «хвостов» 50 бороздовых проб из рудных интервалов по поверхностным горным выработкам №№ 16, 31 и 38, в которых содержания золота по результатам пробирного анализа составили от 0,6 до 9,9 г/т. Остатки этих бороздовых проб были промыты на лотке с получением серого шлиха. Результаты минералогического анализа шлихов показали крайнюю бедность их рудными минералами (табл. 1).

Таблица 1 / Table 1.

**Фрагмент таблицы результатов минералогического анализа тяжелой фракции шлихов, полученных при промывке «хвостов» бороздовых проб из золотоносных интервалов пироксен-гранатовых скарнов Нижнего участка Зыгыркольской рудоносной зоны**

**The fragment table, the results of mineralogical analysis of heavy fractions from gold-bearing intervals pyroxene-garnet skarns of the Lower plot Zygyrkol'skoi ore-bearing zone**

№ п. п.	Минералы / Minerals											Содержание Au в исходной пробе, г/т / Au content in the initial sample, g/t
	Магнетит / Magnetite	Пироксен / Pyroxen	Гранат / Garnet	Хромит / Chromite	Амфибол / Amphibole	Эпидот / Epidote	Карбонат / Carbonate	Халькопирит / Chalcopyrite	Золото / Gold	Пирит / Pirite	Арсенопирит / Arsenopyrite	
1	X	-	XX	-	X	X	X	X	-	-	-	0,18
2	X	-	XX	-	X	X	XX	X	-	X	-	3,45
3	-	-	XXX	X	X	-	X	-	X	X	-	5,91
4	-	X	XX	-	-	-	X	X	-	-	-	1,65
5	X	-	XX	-	X	X	XX	-	-	X	-	2,86
6	X	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	0,64
7	XX	-	XX	-	X	-	X	X	-	-	-	0,77
8	-	X	XX	X	X	X	X	X	-	XX	-	2,48
9	-	-	XX	-	-	X	X	X	-	X	-	2,54
10	XX	-	XX	-	X	X	X	-	X	-	-	7,32
11	X	-	XX	-	-	X	XX	X	-	X	-	2,52
12	-	-	XX	-	-	-	X	-	-	X	-	4,21
13	X	-	X	-	X	-	XX	X	X	X	-	9,96
14	-	-	XX	-	X	-	XX	-	-	X	-	4,89
15	-	-	XX	-	X	-	X	-	-	X	-	2,19
16	-	-	X	-	-	-	X	-	-	XX	-	0,88
17	-	X	XX	-	-	-	X	-	-	-	-	1,18
18	-	-	X	-	X	X	-	X	-	X	X	0,65
19	-	-	X	-	X	-	X	X	-	X	X	2,55
20	-	-	XX	X	X	-	-	X	-	-	-	2,07
21	-	-	XX	-	X	-	X	X	-	XX	X	2,0
22	X	-	X	-	X	-	-	-	X	X	-	6,4
23	-	-	X	-	-	-	-	X	-	X	-	0,74
24	-	-	X	-	-	-	X	-	-	X	-	2,45
26	X	X	X	-	X	X	-	-	-	X	-	1,08
27	-	-	X	-	X	-	-	-	X	X	-	7,7
28	X	-	XX	X	-	-	XX	-	-	XX	X	2,44

Примечание: X – содержание минерала от 1 до 10%, XX – от 10 до 50%, XXX – от 50 до 100% / Note: X – the content of mineral from 1 до 10%, XX 10-50%, XXX – 50 to 100%

Обнаружены самородное золото, пирит, магнетит, халькопирит, арсенопирит, галенит, хромит, а также некоторые породообразующие минералы. Наиболее распространенными из них оказался пирит, в меньшей степени – магнетит и халькопирит.

Пирит установлен в 41 из 50 проб, в 9 пробах он не обнаружен, в т. ч., в пробе Р-16А-33, где содержание золота по пробирному анализу составило 7,3 г/т. Из этих 41 проб, только в 8 – пирит отмечен в повышенных количествах, в т. ч., в пробах с низким содержанием золота 0,8 г/т (Р-16В-9). Магнетит установлен в 21 пробе. Повышенные его количества отмечены всего в 2-х пробах, причем одна из них содержит минимальное количество золота (0,7 г/т), другая – повышенное (7,3 г/т). Халькопирит также обнаружен только в 21 пробе из 50. Заметно повышенных его количеств не отмечено ни в одной пробе. Арсенопирит обнаружен в 8 пробах с содержаниями золота по результатам пробирного анализа от 0,6 до 2,5 г/т. Галенит определен в 5 пробах с содержанием золота от 1,2 до 3,9 г/т.

Оказалось, что в 4-х пробах с максимальными содержаниями золота (5,9; 6,4; 7,7; 9,9 г/т), в шлихах из которых установлено самородное золото, такие минералы, как халькопирит, арсенопирит и галенит не обнаружены. Это еще раз подтверждает отсутствие связи золотого оруденения в скарнах Зыгыркольской зоны с сульфидами и другими рудными минералами.

Результаты спектральных анализов бороздовых проб по золотоносным интервалам в скарнах (таб. 2) подтверждают минералогические данные и свидетельствуют об отсутствии экономически значимых концентраций других рудных элементов, и вероятно, о «чисто» золотом (монометальном) характере оруденения скарнов Зыгыркольской зоны. Некоторое исключение составляют сульфидные руды Перевального скарна, где содержания серебра достаточно высокие. Однако масштабы их проявления незначительные.

Таблица 2 / Table 2.

**Средние содержания рудных элементов в золотоносных скарнах Зыгыркольской зоны по результатам спектрального анализа бороздовых и керновых проб; золото – по результатам пробирного анализа с ICP окончанием**

**Average contents of ore elements in gold-bearing skarn zone Zygyrkol'skoi the results of spectral analysis of trench and core drill-hole; gold – according to the results of the assay analysis with ICP ending**

Участок / Site	Материал / кол-во проб / Material / number of samples	Au, г/т / g/t	Ag, г/т / g/t	Sn, г/т / g/t	Mo, г/т / g/t	W, г/т / g/t	Bi, г/т / g/t	Pb, г/т / g/t	Sb, г/т / g/t	As, %	Cu, %	Zn, %
Перевальный / Crossing	Сульфидная руда / Sulphide ore / 370	0,33	19,0	30	4	137	30	360	460	0,19	0,12	0,19
Средний / Middle	Пироксеновые Скарны / Pyroxene scarns / 379	0,35	0,55	170	56	10	20	80	30	0,09	0,01	0,01
Нижний / Lower	Пироксен-гранатовые скарны / Pyroxene-garnet scarns / 146	0,56	0,1	110	37	16	120	30	20	0,03	0,02	0,02

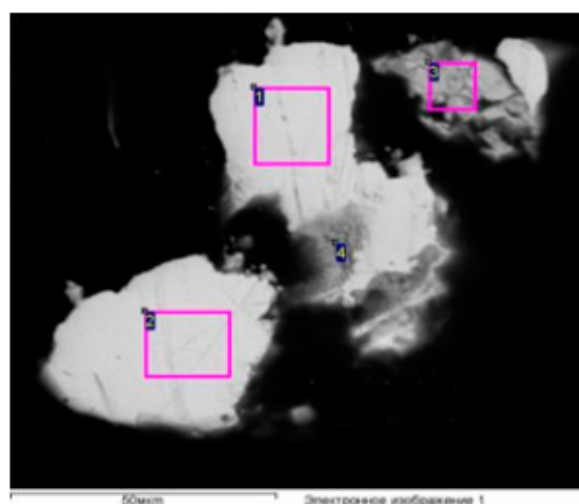


Другое следствие из приведенной таблицы заключается в том, что золотоносность скарнов Нижнего, Среднего и Перевального участков связана с различными минеральными ассоциациями. Так, из трех изученных участков пироксен-гранатовые скарны Нижнего участка содержат самые высокие содержания золота и висмута и самые низкие – серебра. Сульфидные руды Перевального участка содержат самые высокие содержания серебра, меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, что естественно для сульфидных руд. При этом содержания золота и висмута, свойственные безсульфидным рудам Нижнего участка являются самыми низкими. Также пониженными являются содержания молибдена и олова.

Подобные результаты получены для Cu – Au месторождения Юбилейное (Западный Казахстан) с использованием комбинации количественных петрографических и геохимических данных, в результате которых показано различие сульфидной и порфировой минерализаций [Shatov et al., 2014].

Множественная корреляция рудных элементов, выполненная нами по результатам кернового опробования золотоносных интервалов в скарнах Зыгыркольской зоны показала следующие результаты (рис. 2).

Таким образом, золото положительно коррелируется только с висмутом. Это соответствует минералогическим данным о наличии ассоциации самородного золота с самородным висмутом (рис. 3).



Спектр / Spectrum	O	Ca	Ag	Te	Au	Bi
1	-	-	5,66	0,15	93,88	0,23
2	-	-	5,99	0,41	92,93	0,67
3	23,12	0,64	-	-	-	76,24

Рис. 3. Частицы самородного золота и самородного висмута под электронным микроскопом и их химический состав по результатам волнового дисперсионного микроанализа /

Fig. 3. Particles of native gold and native bismuth under an electron microscope and their chemical composition according to the results of wave dispersion microanalysis

Причем, ассоциация самородного золота с самородным висмутом и висмутином является, скорее всего, более ранней и более тесной, чем ассоциация с тетрадмитом и жозеитом. Эти два теллурида висмута являются членами теллуридовой



ассоциации в которую также входят теллуриды золота. Эти данные подтверждают наличие ассоциации химически связанного в теллуридах золота [Столяров и др., 2016; Parada и др., 2017].

Обращает внимание отсутствие сколь-нибудь значимой корреляционной связи золота с серебром, что может свидетельствовать о разных этапах золотой и серебряной минерализаций. Наиболее сильные корреляционные связи серебро обнаруживает со свинцом (0,68) и сурьмой (0,54), заметно меньше с висмутом (0,43), цинком (0,42), мышьяком (0,39), марганцем (0,35) и оловом (0,34). Высокая связь со свинцом свидетельствует о том, что основная масса серебра входит в состав галенита. Связь с сурьмой обусловлена, скорее всего, наличием серебра в составе пираргирита ( $\text{Ag}_3\text{SbS}_3$ ) и других сульфоантимонитов, что связано с термодинамическими особенностями системы  $\text{Ag} - \text{Sb} - \text{S}$  [Keighin, Honey, 1969], а также с мышьяком и оловом – в связи с вхождением серебра в состав сульфоарсенидов и сульфостанатов, что подтверждается высокими корреляционными связями мышьяка с сурьмой (0,83) и оловом (0,4). Корреляция серебра с марганцем обусловлена наличием алабандина ( $\text{MnS}$ ), зафиксированного в данной минеральной ассоциации по результатам микроскопического изучения. Это косвенно подтверждается высокой положительной корреляционной связью ( $r=0,41-0,43$ ) марганца с мышьяком, сурьмой и оловом.

## Выводы

1. Сопоставление данных о содержаниях золота, полученных по результатам пробирного анализа керновых проб, с результатами геологической документации керна скважин показывает, что содержания золота в рудных интервалах золотоносных скарнов Зыгыркольской зоны не обнаруживают зависимости от типа, форм проявления, количества и состава рудных минералов.

2. В минералогических пробах руд с максимальными содержаниями золота установлены частицы самородного золота, при полном отсутствии в этих пробах сульфидов и других рудных минералов.

3. Множественная корреляция, выполненная по массиву химико-аналитических данных, полученных по результатам кернового опробования золотоносных скарнов Зыгыркольской рудоносной зоны, показала, что золото достаточно сильно положительно коррелируется только с висмутом. Это соответствует минералогическим данным о наличии ассоциации самородного золота с самородным висмутом, установленной по результатам электронно-микроскопических исследований.

4. Отсутствие сколь-нибудь значимой корреляции золота и серебра, может свидетельствовать о разных этапах золотой и серебряной минерализаций.

5. Относительно сильная положительная корреляция серебра со свинцом, сурьмой, цинком, мышьяком, марганцем и оловом свидетельствует о связи этого элемента с проявлениями сульфидной минерализации, содержащими галенит, пираргирит и другие сульфоантимониты, сульфоарсениды и сульфостанаты, а также алабандин.

6. Таким образом, золотое оруденение в скарнах Зыгыркольской зоны является монометалльным (чисто золотым), образовавшимся раньше так называемых сопутствующих сульфидных и сульфидно-магнетитовых руд. Его можно отнести к золото-порфировому типу.

## Литература

1. Граменицкий Е. Н. Основные черты минералогии и зональности послескарновых продуктивных метасоматитов Тырнауза / Е. Н. Граменицкий, Н. Г. Зиновьева, О. В. Кононов, И. В. Нестеров // Очерки физико-химической петрологии. – 1978. – Т. 7. – С. 13-26.
2. Емкужев А. С., Джубуев Н. С. Минерально-сырьевая база Кабардино-Балкарской Республики // Минерально-сырьевые ресурсы России. Экономика и управление. – 2012. – № 1. – С. 42-55.
3. Заалишвили В. Б., Чотчаев Х. О., Невский Л. Н., Гогичев Р. Р. Оптимизация геофизических и геохимических критериев поисков месторождений известных рудных формаций горной части Республики Северная Осетия-Алания. // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – № 3. – С. 28-62.
4. Кулиш Е. А., Нырков Е. А. Топоминералогия и прогнозно-поисковая модель вольфрамового оруденения Северного Кавказа. – Киев: Логос, 2007. – 254 с.
5. Маркин М. Ю., Столяров В. В., Шишкалов И. Ю. Геологические условия локализации золотого оруденения Северного фланга Тырнаузского рудного поля // Вестник Южного научного центра. – 2014. – Т. 10. № 2. – С. 44-51.
6. Парада С. Г. Выявление геохимической зональности эндогенного оруденения по вторичным ореолам рассеяния на примере Зыгыркольской зоны (Северный фланг Тырнаузского рудного узла) // Отечественная геология. – 2019. – № 1. – С. 68-78.
7. Парада С. Г., Столяров В. В. Условия локализации и золотоносность скарнов Зыгыркольской рудной зоны (Кабардино-Балкарская Республика) // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – № 3. – С. 95-110.
8. Родзянко Н. Г., Нефедов Н. К., Свириденко А. Ф. Редкометалльные скарны Тырнауза. – М.: Недра, 1973. – 215 с.
9. Столяров В. В. Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в скарнах Северного фланга Тырнаузского рудного поля (Кабардино-Балкарская Республика) // Руды и металлы. – 2015. – № 3. – С. 25-37.
10. Столяров В. В., Парада С. Г., Попов Ю. В., Назаренко А. В. Типоморфизм самородного золота из скарнов Тырнаузского рудного узла (Кабардино-Балкарская Республика) // Наука Юга России, – 2016. – Т. 12. № 1. – С. 32-42.
11. Тарасов В. А., Емкужев М. С., Парада С. Г., Столяров В. В. Геофизические методы при поисках золоторудной минерализации на флангах Тырнаузского рудного узла // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2015. – № 1. – С. 109-117.
12. Leagold begins underground development of Bermejil deposit at Los Filos // Canadian Mining Journal. – 2017. – № 25. September. <http://www.Canadianminingjournal.com/news/gold-leagold-begins-underground-development-bermejil-deposit-los-filos>
13. Hollister V. F. On a proposed plutonic porphyry gold deposit model // Nat. Resour. Res. – 1992. – Vol. 1. Iss. 4. – Pp. 293-302.
14. Keighin C. W., Honey R. M. The system Ag – Sb – S from 600°C to 200°C // Miner Deposita. – 1969. – Vol. 4. Iss. 2. – Pp. 153-171.
15. Nie F., Jiang Z., Li Q., Wang F. The discovery of the Pebble giant porphyry Cu-Au-Mo deposit in Southwest Alaska, USA, and its enlightenment significance. // Geol. Bull. China. – 2015. – Vol. 34. № 6. – Pp. 999-1010.
16. Parada S. G., Stolyarov V. V. Relation of gold mineralization on the northern flank of the Tyrnauz deposit to intrusive complexes, Kabardino-Balkar Republic // Reports

Earth Sciences. – 2012. – Vol. 445. №2. – Pp. 939-942.

17. Parada S. G., Stolyarov V. V., Popov Y. V. New type of gold mineralization of the Tyrnyauz ore cluster (Kabardino-Balkar Republic) // Reports Earth Sciences. – 2017. – Vol. 477. № 1. – Pp. 1256-1259.

18. Shatov V. V., Moon C. J., Seltmann R. Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralization using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu – Au deposit, western Kazakhstan // J. Geochem. Explor. – 2014. – Vol. 147. – Pp. 26-36.

19. Sillitoe R. H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // Rev. Econ. Geol. – 2000. – Vol. 13. – Pp. 315-345.

20. Soloviev S. G., Kryazhev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Chorukh-Dairon W-Mo-Cu skarn deposit in the Middle Tien Shan, Northern Tajikistan // Ore Geol. Rev. – 2017. – No. 80. – Pp. 79-102.

21. Vikentyev I. V., Ivanova Y. N., Tyukova E. E., Sobolev I. D., Abramova V. D., Vykhristenko R. I., Groznova E. O., Mansurov R. K., Dvurechenskaya S. S., Kryazhev S. G., Khubanov V. B., Trofimov A. P. Porphyry-style petropavlovskoe gold deposit, the polar urals: geological position, mineralogy, and formation conditions // Geology of ore deposits. – 2017. – Vol. 59. No. 6. – Pp. 482-520.

---

---

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY

---

---

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31977

## Comparison of the chemical-analytical and geological Data on gold-bearing intervals of boreholes in limits of the Zygyrkol zone of Tyrnyauz ore field

S. G. Parada<sup>1,2</sup>, Dr. Sci. (Geol.-Min.), M. Yu. Markin<sup>3</sup>, Cand. Sci. (Geol.-Min.),  
V. V. Stolyarov<sup>3</sup>, Cand. Sci. (Geol.-Min.), Kh. O. Chotchaev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geophysical Institute Vladikavkaz Scientific Center Russian Academy of Sciences,  
93a, Markova Str., Vladikavkaz, 362002, Russia, e-mail: segripa@rambler.ru

<sup>2</sup>Southern Scientific Center of Russian Academy of Sciences, 41, Chekhova Str.,  
Rostov-on-Don, 344006, Russia, e-mail: parada@ssc-ras.ru

<sup>3</sup>ООО «Argo», 116, Mechnikova Str., Rostov-on-Don, 344018, Russia, e-mail: info@  
argo-geo.com

**Abstract:** The correlative analysis of borehole core documentation and results of gold determination in core samples from ore intervals of gold bearing skarns of the Zygyrkol zone has been carried out. It was shown that gold contents in the ore intervals does not depend on the type, forms of manifestation, number and composition of ore minerals. Absence of connection of gold concentration with sulphides, magnetite and hematite has been

also confirmed at investigation of crush samples, composed of "tails" of 50 trench samples, taken from ore intervals, in which gold contents by results of chemical analysis made from 0.6 to 9.9 g/t. Results of mineralogical analysis of black sands have shown their extreme poverty in ore minerals. In the mineralogical samples of ores with maximal gold contents there were established particles of native gold, at full absence of sulphides and other ore minerals in these samples. Plural correlation carried out on the array of chemical-analytic data, obtained by results of core sampling of gold-bearing skarns of the Zygyrkol ore bearing zone, has shown that the gold is sufficiently strong correlated only with bismuth. This corresponds to the mineralogical data about existence of association of native gold with native bismuth, established on results of electron-microscopic research. There is established also absence of significant correlation of gold and silver, what can testify in favor of different stages of golden and silver mineralizations. Relatively strong positive correlation of silver with lead, antimony, zinc, arsenic, manganese and tin, testify about link of this element with manifestations of sulphide mineralization, containing galenite, pyrrargyrite and other sulphoantimonites, sulphoarsenides and sulphostannates, and also alabandite. So it has been stated that golden mineralization in skarns of the Zygyrkol zone is monometallic (pure golden), formed earlier than so called attendant sulphide and sulphide-magnetite mineralizations of the Tyrnyauz ore field.

**Keywords:** gold, sulphides, skarns, ore, chemical analysis, Tyrnyauz deposit, North Caucasus.

**For citation:** Parada S.G., Markin M.Yu., Stolyarov V.V., Chotchaev Kh.O. Comparison of the chemical-analytical and geological Data on gold-bearing intervals of boreholes in limits of the Zygyrkol zone of Tyrnyauz ore field. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 56-68. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31977.

## References

1. Gramenickiy E.N. The main features of Mineralogy and zonality of post-scarn productive metasomatites of Tyrnyauz / E.N. Gramenickiy, N.G. Zinovyeva, O.V. Kononov, I.V. Nesterov. *Essays physicochemical petrology*. 1978. T. 7. Pp. 13-26. (in Russ.)
2. Emkuzhev A.S., Dzhubuev N.S. The mineral resources of the Kabardino-Balkar Republic. *Mineral Resources of Russia. Economics and management*. 2012. No. 1. Pp. 42-55. (in Russ.)
3. Zaalishvili V.B., Chotchaev H.O., Nevskij L.N., Ol'hovskij G.P., Tibilov S.M., Gogichev R.R. Optimization of geophysical and geochemical criteria for prospecting deposits of known ore formations of the mountainous part of the Republic of North Ossetia-Alania. *Geology and Geophysics of the South of Russia*. 2015. No. 3. Pp. 28-62. (in Russ.)
4. Kulish E.A., Nyrkov E.A. *Topomineralogy and prospecting model of tungsten mineralization, North Caucasus*. Kiev: Logos. 2007. 254 p. (in Russ.)
5. Markin M.Yu., Stolyarov V.V., Shishkalov I.Yu. Geological conditions of localization of the gold mineralization of the Northern flank of the Tyrnyauz ore field. *Bulletin of the Southern Scientific Center*. 2014. T. 10. No. 2. Pp. 44-51. (in Russ.)
6. Parada S.G. Revealing geochemical zoning of endogenous mineralization on secondary dispersion halos on example of the Zygyrkolskaya gold-ore zone (Northern flank of the Tyrnyauz ore node). *Domestic geology*. 2019. No. 1. Pp. 68-78. (in Russ.)
7. Parada S.G., Stolyarov V.V. localization conditions and the gold content of the scarns of Zygyrkol ore zone (Kabardino-Balkarskaya Republic). *Geology and Geophysics of the South of Russia*. 2017. No<sup>3</sup>. Pp. 95-110. (in Russ.)
8. Rodzynko N.G., Nefedov N.K., Sviridenko A.F. *Rare metal skarns of the Tyrnyauz. M. Nedra*. 1973. 215 p. (in Russ.)
9. Stolyarov V.V. Forecast-search model of gold mineralization in the skarns of the Northern flank of the Tyrnyauz ore field (Kabardino-Balkar Republic). *Ores and Metals*. 2015. No. 3. Pp. 25-37. (in Russ.)
10. Stolyarov V.V., Parada S.G., Popov Ju.V., Nazarenko A.V. Typomorphism of native gold from skarns of the Tyrnyauz ore node (Kabardino-Balkaria Republic). *Science of South Russia*. 2016. Vol. 12. No. 1. Pp. 32-42. (in Russ.)
11. Tarasov V.A., Emkuzhev M.S., Parada S.G., Stolyarov V.V. Geophysical methods in the search for gold mineralization on the flanks of the Tyrnyauz ore cluster. *Proceedings of Voronezh State University. Geology*. 2015. No. 1. Pp. 109-117. (in Russ.)

12. Leagold begins underground development of Bermejil deposit at Los Filos. Canadian Mining Journal. 2017. 25 September. <http://www.Canadianminingjournal.com/news/gold-leagold-begins-underground-development-bermejil-deposit-los-filos> (in English)
13. Hollister V. F. On a proposed plutonic porphyry gold deposit model. Nat. Resour. Res. 1992. V. 1. Iss. 4. Pp. 293-302.
14. Keighin C. W., Honey R. M. The system Ag – Sb – S from 600°C to 200°C. Miner Deposita. 1969. Vol. 4. Iss. 2. Pp. 153-171.
15. Nie F., Jiang Z., Li Q., Wang F. The discovery of the Pebble giant porphyry Cu-Au-Mo deposit in Southwest Alaska. Usa, and its enlightenment significance. Geol. Bull. China. 2015. Vol. 34. No. 6. Pp. 999-1010.
16. Parada S. G., Stolyarov V. V. Relation of gold mineralization on the northern flank of the Tyrnyauz deposit to intrusive complexes, Kabardino-Balkar Republic. Reports Earth Sciences. 2012. T. 445. No. 2. Pp. 939-942.
17. Parada S. G., Stolyarov V. V., Popov Y. V. New type of gold mineralization of the Tyrnyauz ore cluster (Kabardino-Balkar republic). Reports Earth Sciences. 2017. T. 477. No. 1. Pp. 1256-1259.
18. Shatov V. V., Moon C. J., Seltmann R. Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralization using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu – Au deposit, western Kazakhstan. J. Geochem. Explor. 2014. V. 147. Pp. 26-36.
19. Sillitoe R. H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. Rev. Econ. Geol. 2000. V. 13. Pp. 315-345.
20. Soloviev S. G., Kryazhev S. G. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Chorukh-Dairon W-Mo-Cu skarn deposit in the Middle Tien Shan, Northern Tajikistan. Ore Geol. Rev. 2017. No. 80. Pp. 79-102.
21. Vikentyev I. V., Ivanova Y. N., Tyukova E. E., Sobolev I. D., Abramova V. D., Vykhristenko R. I., Groznova E. O., Mansurov R. K., Dvurechenskaya S. S., Kryazhev S. G., Khubanov V. B., Trofimov A. P. Porphyry-style petropavlovskoe gold deposit, the polar urals: geological position, mineralogy, and formation conditions. Geology of ore deposits. 2017. V. 59. No. 6. Pp. 482-520.

## ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.412:549

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31978

## Серебряная минерализация месторождения Канджол (Северный Таджикистан)

Ф.А. Файзиев, к.г.-м.н.

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии  
Академии наук Республики Таджикистан, Республика Таджикистан,  
734063, г. Душанбе, ул. Айни, 267, e-mail: foteh81@mail.ru

**Аннотация:** В статье приводятся сведения о стадийности минерализации и даётся характеристика некоторых минералов месторождения Канджол. Отмечается, что образование минералов на месторождении происходило в 5 стадий: кварц-арсенопиритовую, полиметаллическую, медно-сурьмяную, кварц-кальцитовую с серебром и карбонатную. В ранней кварц-арсенопиритовой стадии серебро встречается в очень малых количествах и составляет от 20 до 30 г/т. Во второй полиметаллической стадии серебро отлагается вместе с галенитом и находится в его кристаллической решетке в виде изоморфной примеси. В галените среднее содержание серебра равно 4240 г/т. В третью медно-сурьмяную стадию образуется серебросодержащий тетраэдрит с содержанием серебра 5,7–20,20 мас. %. Концентрация серебра в сульфидах этой стадии составляет (г/т): в галенитах 2865, халькопиритах 330 и пиритах 358,7. Затем образуется наиболее продуктивная на серебро стадия – кварц-кальцитовая с серебром. Здесь серебро образует собственные минералы – пираргирит, аргентит, полибазит, самородное серебро, матильдит. Серебряные минералы встречаются в виде мономинеральных жил, прожилков и включений. Завершает процесс минералообразования на месторождении карбонатная стадия с кварцем, баритом и рудными минералами (галенит, сфалерит). Здесь серебро в небольших количествах содержится в сульфидах. В целом, для серебра продуктивны 2–4 стадии минералообразования. Основное количество серебра (60–70%) связано с 3-й стадией минерализации. В статье охарактеризованы собственно серебряные минералы – пираргирит, аргентит, самородное серебро, полибазит, миаргирит, сильванит, аргенторозит, арсенаргентит, кераргирит, матильдит, а также тетраэдрит и галенит, несущие промышленную концентрацию серебра. Матильдит на месторождении описывается впервые.

**Ключевые слова:** Канджол, минерал, минерализация, самородное серебро, пираргирит, тетраэдрит, галенит, матильдит, ассоциация минералов, гипогенные и гипергенные минералы.

**Для цитирования:** Файзиев Ф.А. Серебряная минерализация месторождения Канджол (Северный Таджикистан). *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 69–82. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31978.

### Актуальность темы

Месторождение Канджол является одним из важных объектов серебряной минерализации в Карамазаре. Оно известно с древних времен, а в настоящее время обрабатывается Таджикско-Английским совместным предприятием «Нукрафом». Однако минералогия, особенно серебряных и сереброносных минералов на месторождении изучена недостаточно [Прокопенко, 1980; Тютин, Шафран, 1991; Borisenko et al., 2000; Moraley, Shatagin, 1993; Pavlova, Vorovikov, 2010]. Представленная статья призвана в какой-то степени восполнить этот пробел.

## Методика исследований

Основу работы составляют материалы, собранные автором во время полевых работ на месторождении с 2009 года по настоящее время. Пробы для исследования отбирались в шахтах, штольнях и кернах скважин. При выполнении работы автором описаны 21 шлиф и 15 аншлифов, проведены рентгеноструктурные анализы. На монофракциях рудных минералов выполнены 46 атомно-адсорбционных и 68 электронно-зондовых анализов. В работе были также использованы результаты пробирных анализов производственных организаций.

### Краткая геологическая характеристика месторождения

Месторождение Канджол входит в состав одноименного рудного поля и расположено на юго-восточных склонах Кураминского хребта [Турлычкин, 1972, Файзиев А., Файзиев Ф., 2015а]. Оно приурочено к тектоническому блоку, образованному на востоке Редкометалльным разломом, а на западе – Ограничивающим разломом (рис. 1). Однако основной структурой месторождения является Канджольский раз-

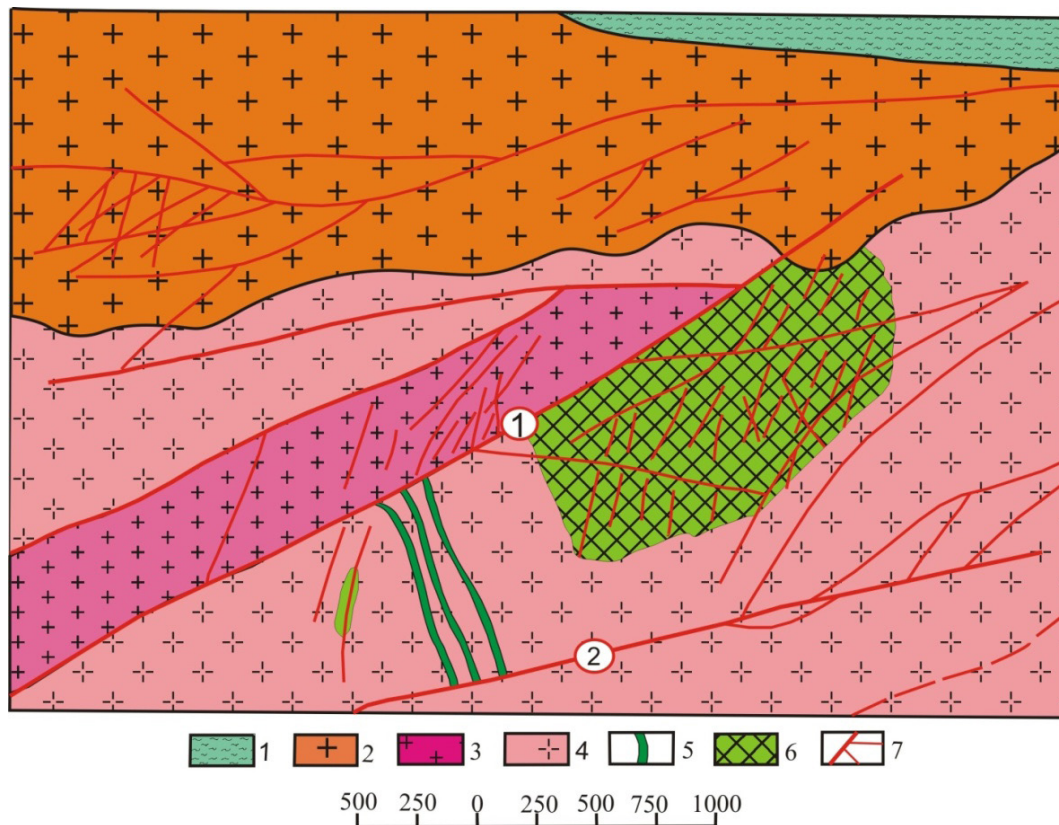


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Канджол (по А.М. Бакланову, В.М. Турлычкину с изменениями и дополнениями автора). 1 – сланцы, 2 – граниты, 3 – порфировидные гранодиориты, 4 – гранодиориты, 5 – минерализованные жилы, 6 – оруденелые зоны, 7 – разломы и оперяющие трещины. Цифрами на схеме обозначены разломы: 1 – Канджольский, 2 – Ограничивающий. /

Fig. 1. Schematic geological map of the Kandzhol deposit (according to A.M. Baklanov, V.M. Turlychkin with changes and additions of the author). 1 – shale, 2 – granite, 3 – porphyritic granodiorite, 4 – granodiorite, 5 – mineralized veins, 6 – mineralized zones, 7 – fractures and feathering cracks. The numbers on the diagram indicate the faults: 1 – Kandzholsky, 2 – Bounding.

лом северо-восточного простирания (40–50°), падение северо-западное (70–85°С) [Файзиев А., Файзиев Ф., 2015б]. На местности он прослеживается около 12 км в виде отчетливо выраженной мощной зоны (от нескольких до десятков метров) дробленных каолинизированных пород. Зона Канджольского разлома имеет сложное внутреннее строение, а мощность ее возрастает с юго-запада на северо-восток. В районе Алчалыкана разлом образует четыре ветви, соединенные между собой более мелкими трещинами. Мощность зоны здесь колеблется от 70 до 100 м.

### О стадийности образования минералов

Минерализация на месторождении сформировалась в пять стадий [Турлычкин, 1972]: кварц-арсенопиритовая, полиметаллическая, медно-сурьмяная, кварц-кальцитовая с серебром и карбонатная (кальцит, сидерит, родохрозит с кварцем и баритом). В ранней кварц-арсенопиритовой стадии серебро встречается в очень малых количествах. Атомно-адсорбционным методом в пиритах и арсенопиритах этой стадии обнаружено серебро соответственно 20 и 30 г/т.

Во второй полиметаллической стадии, серебро отлагается вместе с галенитом и находится в его кристаллической решетке в виде изоморфной примеси. В галенитах из этой стадии серебро составляет 4240 г/т (среднее из пяти определений), а в сфалеритах среднее содержание серебра достигает 82 г/т (среднее из 4). Галениты постоянно насыщены примесями тетраэдрита, пираргирита и аргентита.

В третью медно-сурьмяную стадию концентрация серебра в растворе увеличивается, в результате которой образуется серебрясодержащий тетраэдрит, в котором содержится от 5,7 до 20 мас.% серебра. Содержание серебра (г/т) в сульфидах этой стадии составляет соответственно в галенитах 2865 (среднее из 10), халькопиритах 330 (6) и пиритах 358,7 (11). Затем наступает наиболее продуктивная на серебро стадия – кварц-кальцитовая с серебром. Серебро образует собственные минералы – пираргирит, аргентит, полибазит, самородное серебро, матильдит. Все эти серебряные минералы образуют значительные скопления в виде мономинеральных жил, прожилков и включений. Они накладываются на минералы ранних стадий.

Завершает процесс минералообразования на месторождении карбонатная стадия с кварцем, баритом и рудными минералами (галенит, сфалерит). Здесь серебро в небольших количествах содержится в сульфидах.

В целом, для серебра продуктивны 2–4 стадии минералообразования. В процентных отношениях количество серебра в первой стадии составляет от 1 до 3%, во второй – 5–7%, в третьей – 60–70%, в четвертой – 15–25%, а в последней – 0,7–1%.

Гипергенные процессы затронули месторождения до глубины 100–150 м от дневной поверхности [Турлычкин, 1972]. В приповерхностных частях до глубины 15 м расположена зона выщелачивания. Здесь содержание серебра низкое – 10–15 г/т. За ним идет зона окисленных руд. Она охватывает глубины от 20 до 150 м. В верхних частях этой зоны до глубины 50 м содержание серебра в рудах повышается и достигает 200–500 г/т. Ниже этой глубины до 100–150 м от поверхности окисленные руды переходят в полуокисленные. В этой части месторождения концентрация серебра имеет максимальное значение и достигает от 1000 до 6000 г/т. По мере углубления по вертикали окисленные минералы постепенно исчезают. Последние же, в свою очередь, сменяются первичными сульфидными минералами. Здесь содержание серебра колеблется в пределах 700–1000 г/т. На этом участке также появляется золото – до 0,5 г/т.



Серебро в зоне окисления присутствует главным образом в виде кераргирита, самородного серебра, аргентита, аргентоярозита. В окисленных рудах сереброносны также минералы-сорбенты – лимонит, псиломелан, пиролюзит и глинистые минералы, содержание серебра в которых в 20–30 раз выше, чем в зоне выщелачивания [Турлычкин, 1971].

Отметим, что среднее содержание серебра на месторождении составляет 477,28 г/т. По запасам месторождение Канджол относится к средним.

### Химический состав серебряных и серебросодержащих минералов

На месторождении Канджол обнаружены как гипогенные, так и гипергенные минералы серебра. Их всего 13 штук, из них 10 относятся к гипогенным, а 3 к гипергенным. К гипогенным минералам серебра относятся самородное серебро, электрум, сильванит, аргентит, пираргирит, прустит, полибазит, пираргирит, миаргирит, арсенаргентит, матильдит. Из гипергенных минералов установлены кераргирит, аргентоярозит, а также самородное серебро. Наряду с собственными минералами серебро обнаружено в галените и Ag-тетраэдрите.

*Самородное серебро* на месторождении Канджол встречается довольно часто. Установлены гипогенные и гипергенные разности самородного серебра.

Гипогенное самородное серебро встречается в кварцевых жеодах в виде крайне мелких (размером 0,007–0,02 мм) зерен в галените [Турлычкин, 1972] и в поздних прожилках с пираргиритом, аргентитом и другими минералами. Оно образует также проволочные выделения длиной 2–3 мм, представляющие собой сплетение мелких волосовидных образований в кварце, тончайшие пластинки, пленки, чешуйки и моховидные выделения в мелкокристаллическом галените. Самородное серебро имеет также округлую, реже грушевидную и угловато-округлую, в единичных случаях, дендритовидную форму (рис. 2). Иногда эти выделения наблюдаются в халькопирите 2 и тетраэдрите 1, на границе зерен халькопирита и бурнонита. В поздних карбонатных прожилках серебро образует крупные выделения ветвистой формы размером до 1 см или корочки (до 0,5 мм). Мелкие выделения серебра (0,012 мм) находятся в метаколлоидном пирите и в виде точек рассеяны в аргентите. В отдельных случаях констатировались тонкие (0,01 мм) и короткие (0,16 мм) прожилки

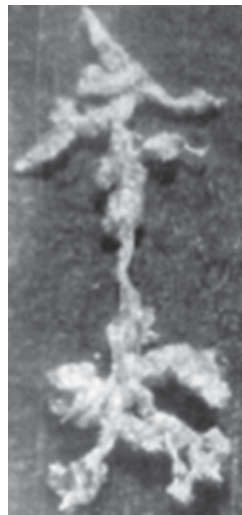


Рис. 2. Древовидное образование самородного серебра. Увел. 10<sup>х</sup>. По В.М.Турлычкина. /

Fig. 2. Tree formation of native silver. Led. 10x. By V.M. Turlychkin.

серебра на границе зерен халькопирита и галенита. В одном случае вокруг зерна серебра была видна каемка аргентита.

Цвет минерала серебряно-белый с кремовым оттенком. При нажиме легко гнется.

Гипергенное самородное серебро установлено макроскопически в полуокисленных рудах. Оно наблюдается в мелких пустотах (размером 0,5–2 см), расположенных среди массивных тетраэдрит-галенитовых руд. В пустотах выщелачивания и на кристаллах церуссита серебро образует закрученные нитевидные и проволоочные скопления, размером 0,2–1,5 см. Иногда в пустотках видны отдельные проволоочки серебра. Здесь оно ассоциируется с церусситом, лимонитом, кераргиритом и аргентитом.

*Электрум* встречается не часто и, также как и самородное серебро, наблюдается в галените 2 в виде включений размером от 0,001 до 2 мм. Точно такие же выделения электрума наблюдались в галените 4 и на границе зерен галенита и кальцита. Иногда электрум и самородное серебро встречаются в одних и тех же зернах галенита. Они отличаются по цвету и травлением: серебро – бело-кремоватого цвета и не травится цианистым калием. Электрум слегка желтоватый и чернеет от цианистого калия. Микротвердость электрума 90–105 кг/мм<sup>2</sup> [Минералы Узбекистана, 1975]. Пробность колеблется от 650 до 700, в среднем 675.

*Сильванит* обнаружен И.П. Златогурской с соавторами микроскопически в шлифах в галените. Минерал образует прямоугольные зерна, треугольники или выделения неправильной формы размером 0,01–0,05 мм. Характерно резко повышенное двуотражение – 47,3. Цвет белый с желтоватым и коричневым оттенками.

Минерал сильно анизотропный, в скрещенных николях полностью не погасает, твердость ниже 1,7. По отражательной способности, твердости, двуотражению и анизотропии минерал определен как сильванит.

*Аргентит* встречается как в гипогенных, так и гипергенных рудах. Гипогенный аргентит макроскопически с трудом различается в кварцево-пираргиритовых прожилках. Цвет минерала черный со свинцовым блеском, ковок, черта серая.

Аргентит наблюдается в виде округлых эмульсионных выделений в галените размером 0,005–0,01 мм. Он с пираргиритом образует относительно крупные выделения длиной до 2–3 мм. Ассоциируется с пираргиритом, сфалеритом, самородным висмутом, чаще всего встречается в кальцитовых прожилках [Турлычкин, 1972]. Имеются самостоятельные скопления кристалликов аргентита в пустотах кальцитовых жил. Кристаллики его кубической формы с подчиненными гранями октаэдра. Аргентит иногда находится на границе блеклой руды и сфалерита. Изредка выделения аргентита в галените принимают очертания кубиков. Аргентит в отраженном свете серо-белого цвета, отражательная способность ниже, чем у галенита. Зерна его имеют обычно характерную буроватую пленку (от быстрого окисления) и исштрихованы (из-за низкой твердости минерала). Минерал анизотропен, внутренних рефлексов нет, при слабом прочерчивании стальной иглой наблюдается черта с заусенцами, иногда видны двойники.

Гипергенный аргентит чаще всего наблюдается в виде порошковатых землистых масс, очень редко – плотных кристаллических агрегатов. Наиболее значительные скопления этого минерала наблюдаются в пустотах выщелачивания, в низах зоны окисления, где содержание серебра за счет аргентита и прочих серебряных черней достигает нескольких процентов. Он ассоциирует с самородным серебром,

церусситом, халькозином и купритом. В аргентите наблюдаются удлиненные выделения самородного серебра.

*Прустит* обнаружен в единичных случаях. Образует мелкие редкие зерна (иногда вместе с пираргиритом) в галените. От пираргирита отличается более густо-синей окраской зерен в отраженном свете.

*Пираргирит* макроскопически встречается в виде мелких выделений размером 1-2 мм в кварц-кальцит-сульфидных и кварц-пираргиритовых прожилках, где выделения его достигают размера 1–5 см. Форма кристаллов призматическая (столбчатая), иногда отмечаются скаленоэдры и ромбоэдры, в отдельных случаях наблюдается штриховка на гранях кристаллов. Иногда прожилки пираргирита секут халькопирит, пирит и арсенопирит.

Хорошо образованные крупные кристаллы пираргирита (до 0,8 см) встречаются в друзовых пустотах в ассоциации с кристаллами галенита, сфалерита и полибазита. Кристаллы пираргирита здесь призматического габитуса, часто образуют двойники и тройники прорастания. Длина кристалликов 1–3 мм, поперечное сечение 0,5 мм. На гранях  $[11\bar{2}0]$  пираргирита наблюдается штриховка параллельно ребру  $[1\bar{1}05]$  [Минералы, 1960].

Мелкие (0,005–0,01 мм) включения пираргирита неправильной амебообразной формы встречаются в галените [Турлычкин, 1972]. Он ассоциирует с серым шестоватым кварцем, кальцитом, арсенопиритом 2, галеновисмутитом, сафлоритом и полибазитом.

В свежем изломе пираргирит темно-красного цвета. На изломе быстро тускнеет и становится темным с фиолетовым оттенком. В проходящем свете густокрасный. Блеск алмазный, хрупок, излом раковистый.

В некоторых пробах пираргирита определено повышенное количество золота, достигающее до 30 г/т. Видимого золота не обнаружено. По данным [Турлычкин, 1972] в пираргиритах отмечается золото, в количестве 7,5 г/т.

Состав пираргиритов месторождения Канджол (табл. 1) отличается от теоретического состава. Во всех анализах пираргиритов содержание серебра меньше теоретического (53,10 мас. %, против 59,76 мас. %), а сурьмы больше (29,16 мас. %, против 22,48 мас. %). В пираргиритах месторождения встречаются также медь от 0,1 до 1,02 мас. % (в среднем 0,43) и мышьяк от 0,30 до 0,65 мас. % (0,47). Наличие Си обычно связано с механическими примесями, а As изоморфно замещает S.

*Полибазит* встречается крайне редко в друзовых пустотах совместно с пираргиритом. Кристаллы его размером до 2 мм, гексагонального облика, с характерной

Таблица 1. / Table 1.

**Химический состав пираргирита, в мас. % /  
The chemical composition of pyrargyrite, in wt. %**

№№ проб / №№ sample	Ag	Sb	Cu	As	S	Сумма / Sum
1	51,90	30,74	0,1	0,32	17,36	100,42
2	55,81	24,45	1,02	0,62	17,42	99,32
3	52,10	30,74	0,30	0,30	17,36	100,80
4	52,60	30,74	0,30	0,65	17,36	101,65

Примечание: 1–3 – по нашим данным, 4 – по [Турлычкин, 1971].

штриховкой на гранях пинакоида. Цвет полибазита железно-черный, иногда в мелких осколках просвечивает густо красным.

*Миаргирит* редок, встречается он в виде мелких округлых и удлиненных выделений, размером 0,02–0,4 мм в галените, наряду с пираргиритом и аргентитом. Иногда миаргирит и пираргирит образуют совместные выделения. В одном слу-

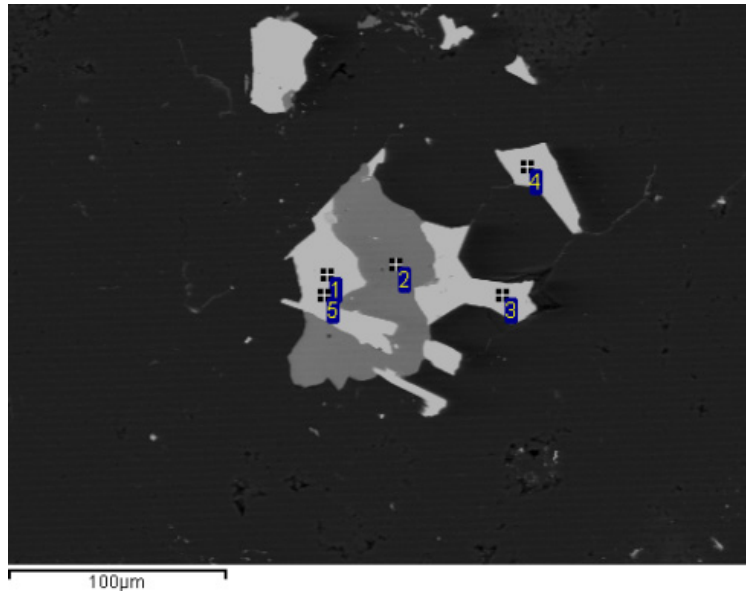


Рис. 3. Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE).

1, 3, 4, 5 – матильдит, 2 – халькопирит, черный – кварц. /

Fig. 3. Image of the section in reflected electrons (BSE).

1, 3, 4, 5 – matildite, 2 – chalcopyrite, black – quartz.

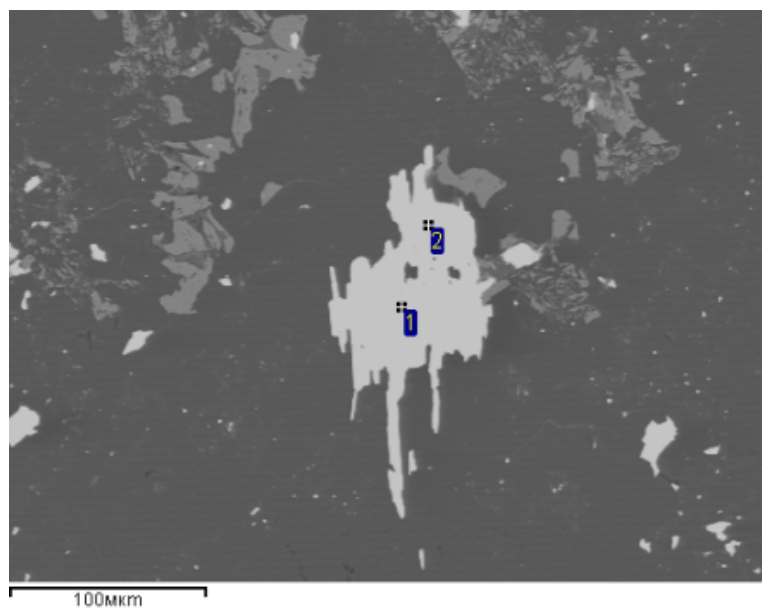


Рис. 4. Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE).

1, 2 – матильдит, серый – халькопирит, черный – кварц. /

Fig. 4. Image of the section in reflected electrons (BSE).

1, 2 – matildite, gray – chalcopyrite, black – quartz.

чае зерна миаргирита пересечены пираргиритом. По сравнению с пираргиритом миаргирит бесцветный. Он сильно анизотропен, двуотражение хорошо видно: от желтоватого до светло-серого с голубоватым оттенком. Внутренние рефлексы густо-красные. В зернах видна спайность по неровным линиям.

*Арсенаргентит* констатировался в халькопирите в единичном случае в виде полуидиоморфного выделения размером 0,1 мм. По цвету и отражательной способности (61,1%) несколько напоминает самородное серебро, но он темнее. Твердость 5,9. По цвету и отражательной способности минерал предположительно отнесен к арсенаргентиту.

*Матильдит* обнаружен нами при микроскопическом исследовании шлифов. Он встречается в ассоциации с халькопиритом (рис. 3). Образует ксеноморфные зерна (рис. 4).

В отраженном свете матильдит стально-серый, в скрещенных николях черный. В шлифах наблюдается сростание матильдита с халькопиритом. Матильдит в кварце образует неправильные выделения.

Химический состав матильдитов из месторождения Канджол (табл. 2) близок матильдитам из месторождения Лейк-Сити (шт. Колорадо, США) [Минералы, 1960]. Разница в том, что в матильдитах месторождения Канджол серебра почти на 2 мас. % больше, а висмута и серы меньше, соответственно на 2,25 и 1,25 мас. %.

М.М. Болдырева [Болдырева, 1970], изучая матильдиты из месторождения Тарызкан, предлагает использовать их в качестве геологического термометра, т.е. температуры отложения матильдитов ниже 225°C.

*Кераргирит* встречается в зоне окисления [Турлычкин, 1972]. Он образует фиолетово-серые скопления в виде корок и примазок на кристаллах кварца и на выделениях пиролюзита. Минерал встречается также в виде сажистых пленок в лимоните. В большинстве случаев присутствие гидроокислов марганца и железа затрудняет обнаружение кераргирита. Кераргирит тесно ассоциирует с гипергенными минералами – церусситом, англезитом и самородным серебром.

*Аргентоярозит* встречается в виде охристых образований в пустотах и трещинах. В низах зоны окисления откладывается иногда в виде зернистых агрегатов. Цвет аргентоярозита от умеренно желтого до ярко-желтого. Блеск алмазный, твердость низкая (чертятся ногтем). В окисленных рудах, особенно где отмечается аргентоярозит, содержание серебра достигает 6500 г/т.

*Галенит* образует довольно мощные жилы (15 см) с небольшими количествами сфалерита, кварца, кальцита, халькопирита и практически мономинеральные жилы. Вместе с другими сульфидами и нерудными минералами (кварц, кальцит) галенит цементирует обломки вмещающих пород. Иногда сильно деформирован.

Таблица 2. / Table 2

**Химический состав матильдита, мас. %****The chemical composition of matildite, wt. %**

№№ обр. / №№ sample	Bi	Pb	Ag	S	Сумма / Sum
1	49,76	5,92	28,7	15,47	99,85
2	50,21	5,92	28,38	15,26	99,87
3	51,94	4,02	28,08	15,51	99,54

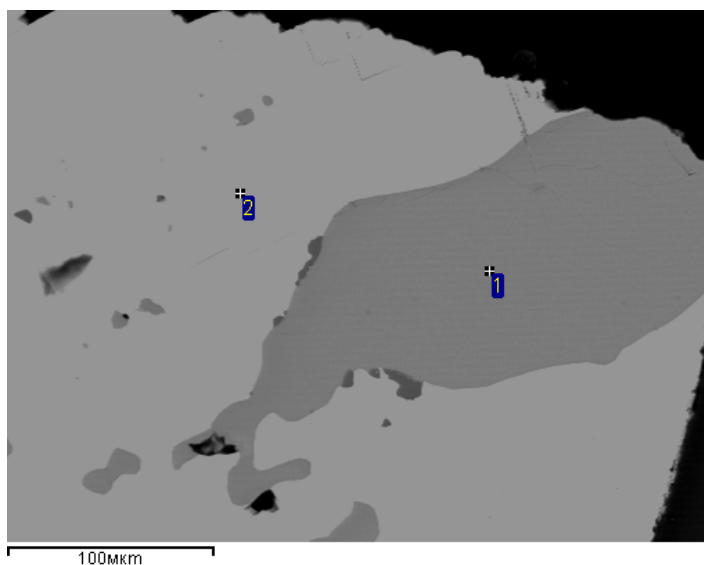


Рис. 5. Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE), полученное на рентгеновском микроанализаторе JCXA 733 JEOL, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1 нА. 1 – серебросодержащий тетраэдрит, 2 – галенит. /

Fig. 5. Image of the section of a section in reflected electrons (BSE), obtained on a JCXA 733 JEOL X-ray microanalyzer, with an accelerating voltage of 20 kV and a probe current of 1 nA. 1 – silver-containing tetrahedrite, 2 – galena.

Галенит образует тесные прорастания со сфалеритом, халькопиритом, Ag-тетраэдритом (рис. 5), пиритом, кварцем и кальцитом. Агрегаты крупно-, мелкозернистые и листоватые. Средне- и мелкозернистые разновидности приурочены к краевым частям жил, крупнозернистые – к их центральным частям. Листоватая разновидность галенита представлена агрегатами «полосчатого» или «струйчатого» галенита с шириной отдельных «полос» и «струй» 0,3–0,5 см. Эта разновидность минерала свидетельствует о деформации и перекристаллизации его под влиянием давления. Последнее подтверждается развитием листоватых разновидностей галенита вблизи тектонических нарушений, по которым происходили пострудные подвижки.

Микроскопические исследования установили, что галенит образует ксеноморфные зерна, размер которых варьирует от 0,05 до 0,2 мм, иногда больше. Галенит корродирует кальцит, кварц, сфалерит, пирит. Он также в виде тонких прожилков рассекает арсенопирит и пирит, иногда разъедает их с образованием структур замещения. В свою очередь галенит пересекается прожилками (0,1 мм) кварца с халькопиритом, иногда с зернышками пирита или прожилками халькопирита, блеклой руды и сфалерита (клеюфана).

В шлифах видно, что в галенит механически входят серебряные минералы, в частности аргентит, Ag-тетраэдрит, пираргирит, миаргирит, прустит, самородное серебро и электрум. Все эти минералы образуют мелкие включения овальной, угловато-округлой, таблитчатой формы размером 0,003–0,03 мм, реже прожилки (пираргирит). Отражательная способность галенита равна 38,4–48,79. Твердость 2,74–2,94, удельный вес 7,58.

Химические анализы галенитов приводятся в таблице 3. Как видно, в нем содержатся достаточно высокие количества Cu (0,27–2,13), Zn (0,48–1,25), Sb (0,07–0,51), Fe (0,09–0,37), что связано с механическими примесями халькопирита, сфа-

Таблица 3. / Table 3.

**Химический состав галенита, в мас. % /  
The chemical composition of galena, in wt. %**

Элементы / Elements №№ пп / №№ Sample	Pb	Zn	Cu	Sb	As	Bi	Cd	Fe	S	Ag	Сумма / Sum
1	83,08	1,25	0,76	0,19	0,01	0,005	0,042	0,28	13,26	0,32	99,19
2	83,44	0,52	0,63	0,51	-	0,17	-	0,37	13,33	0,07	99,04
3	84,40	0,52	2,13	0,07	-	-	0,01	0,09	13,59	0,07	100,79
4	84,80	0,48	0,27	0,11	0,07	0,01	-	0,25	13,4	1,56	100,94

лерита, пирита, тетраэдрита и бурнонита. Повышенное содержание висмута в галенитах (0,005–0,17 мас. %) объясняется богатством руд самородным висмутом. Из литературных источников известно, что при одновременном вхождении в состав серебра ионов висмута растворимость последнего в галенитах резко возрастает: полная смесимость фаз  $\text{AgBiS}_2$  и  $\text{PbS}$  достигается при 215°C [Amcoff, 1984]. По данным [Малахов, 1968] на месторождении Канджол содержание сурьмы и висмута в среднем соответственно составляет 1550 и 10 г/т. По его данным такая большая разница между этими элементами характерна для низкотемпературных и приповерхностных месторождений. Большие значения  $\text{Sb:Bi} > 6,0\text{--}13,0$  типичны для низкотемпературных галенитов, выкристаллизовавшихся при относительно низких (150–70 кг/см<sup>2</sup>) и низких давлениях (ниже 70 кг/см<sup>2</sup>).

Кадмий в галенитах содержится в небольших количествах: от 0,005 до 0,042%, среднее его содержание равно 0,017%.

Пробирно-химическим анализом было проанализировано 24 монофракций галенита на серебро и золото. Содержание серебра колеблется от 56 до 3940 г/т (среднее 1009,25 г/т). Из 24 проб золото содержится в 21 пробе, концентрация которого варьирует от следов до 16 г/т (среднее 0,56 г/т).

Пробирным анализом в 17 пробах галенита определено содержание серебра в количестве от 382 до 3498,2 г/т, при среднем содержании 2669,8 г/т. Из этих проба золото отсутствует в 6, а в остальных содержание его варьирует от следов до 3,6 г/т, при среднем содержании 0,54 г/т.

*Тетраэдрит* совместно с халькопиритом и кварцем слагает отдельные участки в рудных телах. Его прожилки встречаются в раннем кварце, железистом карбонате и во вмещающих породах. Тетраэдрит также наблюдается в виде округлых и удлиненных выделений размером до 1–1,5 см, окруженных пираргиритом. Он в незначительных количествах в виде мелких выделений встречается и в ассоциации с пираргиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и кальцитом.

Под микроскопом видно, что тетраэдрит изотропный минерал, внутренних рефлексов нет, цвет серо-белый с зеленоватым оттенком.

По времени образования тетраэдрит близок к халькопириту и образует с ним взаимные прорастания [Файзиев Ф., Файзиев А., 2018]. Иногда тетраэдрит обволакивает зерна халькопирита и галенита. В массивном галените он образует угловато-округлые выделения размером до 3 см.

Удельный вес тетраэдрита, определенный методом гидростатического взвешивания равен 5,17.

Химические анализы тетраэдритов приводятся в таблице 4. Согласно классификации Н.Н. Мозговой и А.И. Цепина [Мозгова, Цепин, 1983] описываемые блеклые руды месторождения Канджол соответствуют Ag-Fe-тетраэдриту (анализы 1, 2), Ag-Zn-тетраэдриту (анализы 3–10), Ag (Hg) – содержащей Zn-тетраэдриту (анализы 11–13). Анализы 1-2 по химическому составу очень схожи тетраэдритам из месторождения Тайшу-Шигекума [Shimada, Hirovatari, 1972], анализы 3–10 – Пулакайо (Боливия), а 11–13 – Тизи н Тага (Алжир) [Charlat, Levy, 1975].

Отметим, что все тетраэдриты месторождения сереброносны. Содержание серебра в них находится в пределах от 5,70 до 20,20 мас. %, в среднем составляет 16,00 мас. %. Также в значительных количествах варьирует концентрация цинка – 1,80–9,81 мас. %, в среднем составляет 4,16 мас. %. Концентрации железа в тетраэдритах месторождения колеблется от 2,38 до 5,56, в среднем 3,25 мас. %. В трех пробах обнаружена ртуть, содержание которой в среднем составляет 0,13 мас. %. В связи с этим эти разновидности тетраэдритов относятся к Ag (Hg) – содержащей Zn-тетраэдриту. В одной пробе обнаружен кадмий в количестве 0,35 мас. %.

Таблица 4. / Table 4.

**Химический состав тетраэдритов, в мас. % /  
The chemical composition of tetrahedrite, in wt. %**

№№ обр. / №№ Sample	Cu	Sb	Ag	As	Zn	Fe	Hg	Cd	S	Сумма / Sum	Источник / Source
1	22,2	25,0	20,20	2,3	2,80	3,50	-	-	23,00	99,00	[Чвилева, 1973] / [Chvileva, 1973]
2	23,6	24,0	19,70	-	1,80	5,30	-	-	22,10	97,20	
3	19,05	26,72	20,13	0,27	9,81	5,56	-	-	18,73	100,26	Златогурская и др. (1963) / Zlatogurskaya et al. (1963)
4	23,49	27,28	19,79	-	3,34	3,05	-	-	22,55	99,49	Коллекция автора / Author's collection
5	23,72	26,17	18,65	0,87	4,13	3,02	-	-	23,27	99,83	
6	24,23	26,66	19,48	-	3,75	2,75	-	-	23,02	99,89	
7	24,64	26,62	18,90	0,55	3,86	2,38	-	0,35	22,77	100,07	
8	24,67	27,09	17,84	-	4,33	2,38	-	-	23,17	99,48	
9	25,78	26,45	17,86	-	4,03	3,16	-	-	23,22	100,50	
10	25,79	26,98	17,97	-	3,39	3,13	-	-	22,81	100,08	
11	34,36	26,88	5,70	2,92	4,21	2,70	0,16	-	24,81	101,74	[Мозгова, Цепин, 1983] / [Mozgova, Cepin, 1983]
12	34,63	26,72	6,08	2,34	4,38	2,61	0,08	-	24,41	101,25	
13	34,98	26,36	5,81	2,88	4,32	2,70	0,15	-	24,88	102,09	

### ВЫВОДЫ

На месторождении Канджолв ранних кварц-арсенопиритовой и полиметаллической стадиях серебро находится в качестве изоморфных примесей в других минералах, главным образом в сульфидах. В более поздних стадиях (3-ей и 4-ой) серебро



концентрируется как в виде изоморфных примесей в галенитах, халькопиритах, тетраэдритах, так и образует собственные серебряные минералы – пираргирит, полибазит, аргентит, силванит, матильдит и др. Ассоциации минералов и характер их сонахождения указывает на отложение серебряной минерализации в интервале 225–100°C.

### Литература

1. Болдырева М.М. Матильдит – из месторождения Тары-Экан (Восточный Карамазар) // ДАН СССР. – 1970. – Т. 194. №2. – С. 407–409.
2. Малахов А.А. Висмут и сурьма в галенитах – показатели некоторых условий образования рудных месторождений // Геохимия. – 1968. – №11. – С. 1283–1296.
3. Минералы. Справочник. Т. 1. – М.: Изд. АН СССР, 1960. – С. 378–380.
4. Минералы Узбекистана. Справочник. Т. 1. – Ташкент. – 1975. – 344 с.
5. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. Особенности химического состава и свойства. – М.: Наука, 1983. – 280 с.
6. Прокопенко Б.С. Геолого-геохимическая роль вмещающей среды в формировании золото-серебряного оруденения Табошар-Канджольского рудного района // Зап. Узбекист. отд. ВМО. – 1980. – Вып. 33. – С. 184–187.
7. Турлычкин В.М. Геология, минеральный состав руд и структурные условия локализации золотого и серебряного оруденения Канджольского рудного поля // Автореф. канд. дисс. – Ташкент. – 1971. – 30 с.
8. Турлычкин В.М. Канджольское рудное поле // В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М.: Недра, 1972. – С. 368–382.
9. Тютин М.А., Шафран Е.Б. Экстенсивность и интенсивность золотого и серебряного оруденения Южного Памира // Известия АН Тадж. ССР. Отд. физ.-матем, химич. и геол. Наук. – 1991. – №4(122). – С. 73–76.
10. Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Рудноформационные типы серебряных месторождений Таджикистана // Изв. АН РТ. – 2015а. – №3(160). – С. 92–99.
11. Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане // Вестник ТНУ. – 2015б. – №1/5(188). – С. 271–278.
12. Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р. Блеклые руды в серебряных и серебросодержащих месторождениях Таджикистана и их сереброносность // Геология и геофизика Юга России. – 2018. – №4. – С. 226–234.
13. Чвилева Т.И. Влияние примесей на оптические и некоторые другие свойства блеклых руд // В кн. Исследование области рудной минералогии. – М.: Наука, 1973. – С. 67–76.
14. Amcoff O. Distribution of silver in massive sulfide ores. *Miner. Deposita*. – 1984. – Vol. 19. №1. – Pp. 63–69.
15. Borisenko A. S., Pavlova G. G., Borovikov A. A., Vladimirov A. G., Mortsev N. K. Silver deposits of the Pamir region, Tajikistan: Metallogeny, mineralogy, and genesis // *International Geology Review*. – 2000. – Vol. 42, No. 8. – pp. 702–723.
16. Charlat M., Levy C. Influence des principales substitutions sur les paramètres cristallins dans la serietennantite-tetrahedrite. – *Ibid.* – Vol. 98. №2/3. – 1975. – Pp. 152–158.
17. Moralev G.V., Shatagin K.N. Rb-Sr study of Au-Ag Shkolnoe deposit (Kurama Mountains, North Tajikistan): age of mineralization and time scale of hydrothermal processes. // *Mineralum Deposita*. – 1993. – V. 34. №4. – Pp. 405–413.

18. Pavlova G. G., Borovikov A. A. Silver-antimony deposits of Central Asia: physico-chemical model of formation and sources of mineralisation // Australian Journal of Earth Sciences. – 2010. – Vol. 57, No. 6. – pp. 755-775.

19. Shimada N., Hirovotari F. Argentiantetrahedrites from the Taishu-Shigekuma mine, Tsushima Island. // Jap. Miner. J. – Vol. 7. №1. – 1972. – Pp. 77-87.

20. Toulmin P. Proustite-pyrargyrite solid solutions. Amer. Mineral. – 48. – 1963. – Pp. 725-736.

---

---

PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY

---

---

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31978

## Silver mineralization of the deposit of Kanjol (Northern Tajikistan)

F.A. Fayziev, Cand. Sci. (Geol.-Min.)

Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology Academy of Sciences  
of the Republic of Tajikistan, 267 Ayni Str., 734063 Dushanbe, Republic of Tajikistan  
e-mail: foteh81@mail.ru

**Abstract:** The article gives information on the stages of mineralization and gives a description of some minerals from the Kanjol deposit. It is noted that the formation of minerals in the field occurred in 5 stages – quartz-arsenopyrite, polymetallic, copper-antimony, quartz-calcite with silver and carbonate. In the early quartz-arsenopyrite stage, silver is found in very small quantities and ranges from 20 to 30 g/t. In the second polymetallic stage, silver is deposited together with galena and is in its crystal lattice as an isomorphic impurity. In galena, the average silver content is 4240 g/t. In the third copper-antimony stage, a silver-containing tetrahedrite is formed with a silver content of 5.7-20.20 wt.%. The concentration of silver in sulfides of this stage is (g/t): in galenites 2865, chalcopyrite 330 and pyrite 358.7. Then the most productive stage on silver is formed – quartz-calcite with silver. Here silver forms its own minerals – pyrargyrite, argentite, polybasite, native silver, matildite. Silver minerals are found in the form of monomineral veins, veinlets and inclusions. The carbonate stage with quartz, barite and ore minerals (galena, sphalerite) completes the process of mineral formation at the deposit. Here silver is found in small amounts in sulfides. In general, 2-4 stages of mineral formation are productive for silver. The main amount of silver (60-70%) is associated with the 3rd stage of mineralization. The article describes the silver minerals themselves – pyrargyrite, argentite, native silver, polybasite, myargyrite, sylvanite, argentoyarosite, arsenargentite, cerargyrite, matildite, as well as tetrahedrite and galena, bearing industrial concentration of silver. Matildite on the field is described for the first time.

**Keywords:** Kanjol, mineral, mineralization, native silver, pyrargyrite, tetrahedrite, galena, matildite, association of minerals, hypogenic and hypergenic minerals.

**For citation:** Fayziev F.A. Silver mineralization of the deposit of Kanjol (Northern Tajikistan). *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 69-82. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31978.

## References

1. Boldyreva M.M. Matildith - from the field Tary-Ekan (East Karamazar). Proceedings of the USSR Academy of Sciences. 1970. Vol. 194. No.2. Pp. 407–409. (in Russ.)
2. Malahov A.A. Bismuth and antimony in galena – the indicators of some conditions for the formation of ore deposits. Geochemistry. 1968. No.11. Pp. 1283–1296. (in Russ.)
3. Mineraly. Minerals. Directory. Vol. 1. M. AS USSR. 1960. Pp. 378–380. (in Russ.)
4. Minerals of Uzbekistan. Directory. Part 1. 1975. 344 p. (in Russ.)
5. Mozgova N.N., Cepin A.I. Fahlores ore (features of the chemical composition and properties). M. Nauka. 1983. 280 p. (in Russ.)
6. Prokopenko B.S. Geological and geochemical role of the host environment in the formation of the gold-silver ore of the Taboshar-Kanjol ore region. Zap. Uzbekist. otd. VMO, Issue 33, 1980. Pp. 184–187. (in Russian)
7. Turlychkin V.M. Geology, mineral composition of ores and structural conditions of localization of gold and silver mineralization of the Kangjol ore field. Author's abstract. Cand. diss. Tashkent. 1971. 30 p. (in Russ.)
8. Turlychkin V.M. Kangjol ore field. Geology and mineral complexes of West Karamazar. M. Nedra. 1972. Pp. 368–382. (in Russ.)
9. Tyutin M.A., Shafran E.B. Extensity and intensity of gold and silver mineralization of the Southern Pamir. Izvestija AN Tadz. SSR, No.4. (122), 1991. Pp. 73–76. (in Russian)
10. Fajziev A.R., Fajziev F.A. Ore-formation types of silver deposits in Tajikistan. Izv. AN RT. No.3(160). 2015a. Pp. 92–99. (in Russ.)
11. Fajziev A.R., Fajziev F.A. Silver-polymetallic ore-formation type of mineralization in Tajikistan. Bulletin of TNU. 2015b. № 1/5 (188). Pp. 271–278. (in Russ.)
12. Fajziev F.A., Fajziev A.R. Fahlores in silver and silver-containing deposits of Tajikistan and their silver-bearing. Geology and Geophysics of the South of Russia. No.4. 2018. Pp. 226–234. (in Russ.)
13. Chvileva T.I. Influence of impurities on optical and some other properties of faded ores. Ore mineralogy research. M. Nauka. 1973. Pp. 67–76.
14. Amcoff O. Distribution of silver in massive sulfide ores. Miner. Deposita. 1984. Vol. 19. №1. – Pp. 63–69.
15. Borisenko A. S., Pavlova G. G., Borovikov A. A., Vladimirov A. G., Mortsev N. K. Silver deposits of the Pamir region, Tajikistan: Metallogeny, mineralogy, and genesis // International Geology Review. – 2000. – Vol. 42, No. 8. – pp. 702-723.
16. Charlat M., Levy C. Influence des principales substitutions sur les parameter cristallindans la serietennantite-tetrahedrite. Ibid. Vol. 98. No.2/3. 1975. Pp. 152–158.
17. Moralev G.V., Shatagin K.N. Rb-Sr study of Au-Ag Shkolnoe deposit (Kurama Mountains, North Tajikistan): age of mineralization and time scale of hydrothermal processes. // Mineralum Deposita. – 1993. - V. 34. №4. – Pp. 405–413.
18. Pavlova G. G., Borovikov A. A. Silver-antimony deposits of Central Asia: physico-chemical model of formation and sources of mineralisation // Australian Journal of Earth Sciences. – 2010. – Vol. 57, No. 6. – pp. 755-775.
19. Shimada N., Hirovatari F. Argentiantetrahedrites from the Taishu-Shigekuma mine, Tsushima Island. Jap. Miner. J. Vol. 7. No.1. 1972. Pp. 77–87.
20. Toulmin P. Proustite-pyrrargyrite solid solutions. Amer. Mineral. 48. 1963. Pp. 725–736.

## ГЕОФИЗИКА

УДК 550.831.23:550.312

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31979

## Эксперимент по изучению синхронных континентальных микросейсм в Северной Евразии методом комплексирования гравиметрических и сейсмических наблюдений

М. Н. Дробышев<sup>1</sup>, Д. В. Абрамов<sup>1</sup>, С. Г. Бычков<sup>2</sup>, В. Н. Конешов<sup>1</sup>,  
М. И. Герман<sup>3</sup>, О. А. Храпенко<sup>4</sup>, С. В. Горожанцев<sup>5</sup>, С. А. Красилов<sup>5</sup>,  
А. С. Бебнев<sup>6,7</sup>, А. В. Овчаренко<sup>7</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1, e-mail: drmika88@gmail.com;

<sup>2</sup>ФГБУН Горный институт Уральского отделения РАН, Россия, 614007, Пермский кр., г. Пермь, ул. Сибирская, 78-а, e-mail: bsg@mi-perm.ru;

<sup>3</sup>Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Россия, 660049, г. Красноярск, пр. Мира, 55;

<sup>4</sup>ООО «НИИМоргеофизика-Сервис. ком», Россия, 183039, г. Мурманск, ул. Книповича, 49/1;

<sup>5</sup>ФГБУН Геофизическая служба РАН, Россия, 249035, Калужская обл., г. Обнинск, пр. Ленина, 189;

<sup>6</sup>Геофизическая лаборатория-обсерватория «Арти», Россия, 623341, Свердловская обл., п. Арти, ул. Геофизическая, 2а;

<sup>7</sup>ФГБУН Институт геофизики им. Ю. П. Булашевича Уральского отделения РАН, Россия, 620016, Свердловская обл., г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100.

**Аннотация:** Исследованы неперiodические повышения интенсивности микросейсмического шума. На протяжении четырех месяцев осуществлялись синхронные геофизические наблюдения гравиметрами ScintrexCG-5 Autograv в Обнинске, Мурманске, Екатеринбурге и Красноярске. При проведении измерений были зарегистрированы множественные случаи синхронного повышения интенсивности микросейсмических шумов, как в пунктах гравиметрических наблюдений, так и в ряде сейсмометрических пунктов северо-восточной части Евразии. Продолжительность зарегистрированного аномального повышения микровибраций составляет от нескольких часов до нескольких суток. Высокочувствительные гравиметры регистрируют не только гравитационное поле и его вариации, связанные с приливными изменениями силы тяжести и другими неприливными и метеорологическими явлениями, но и высокочастотные вариации, связанные в первую очередь с воздействием процессов инерциального характера. Гравиметры и сейсмографы обладают различными характеристиками, однако, высокочастотное воздействие, от общего источника регистрируется обоими приборами, с той лишь разницей, что в гравиметре оно считается помехой и характеризуется среднеквадратичным отклонением (СКО). СКО гравиметрических данных, и СКО, посчитанное по рядам измерений сейсмометров, обнаруживают высокое сходство. Сопоставление с микросейсмическими шумами позволяет говорить об инерциальной, а не о гравиметрической природе зарегистрированных гравиметрами аномалий. Результаты исследования корреляционных связей сигналов объясняются крупными локальными вариациями микросейсм и метеорологических характеристик, их влиянием на тонкую структуру геофизических сигналов, регистрируемых гравиметрами. Кратковре-

менные полугодовые наблюдения обнаружили особенности геофизических процессов на обширной территории Евразии. Дальнейшие исследования позволят выявить тонкую структуру взаимных влияний геофизических процессов по данным наблюдений чувствительными гравиметрами и сейсмометрами. Учет этого явления необходим при планировании и выполнении высокоточных гравиметрических съемок и долговременных гравиметрических наблюдений.

**Ключевые слова:** гравиметр, среднеквадратичное отклонение, сейсмометр, штормовые микросейсм, метеорологические процессы.

**Благодарности:** Данная работа выполнена в рамках Гос. задания ИФЗ РАН. Авторы выражают благодарность А. В. Николаеву за помощь и внимание к работе.

**Для цитирования:** Дробышев М. Н., Абрамов Д. В., Бычков С. Г., Конешов В. Н., Герман М. И., Храпенко О. А., Горожанцев С. В., Красилов С. А., Бебнев А. С., Овчаренко А. В. Эксперимент по изучению синхронных континентальных микросейсм в Северной Евразии методом комплексирования гравиметрических и сейсмических наблюдений. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 83-94. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31979.

## Введение

При проведении долговременных высокоточных гравиметрических измерений иногда наблюдаются резкие возрастания амплитуды колебаний датчика гравиметра, они имеют непериодический характер и продолжаются от нескольких часов до нескольких суток [Малышева и др., 2018; Ovcharenko, 2018]. Наблюдаемые повышения уровня шума не связаны с конструктивными особенностями различных приборов, поскольку фиксируются гравиметрами и сейсмометрами, удаленными друг от друга на значительное расстояние [Антонов, 2017].

Повышение шумовой активности может быть связано с различными внешними факторами, такими как землетрясения [Абрамов, Бычков, 2018; Михайлов, 2005], метеоритные потоки, с процессами, происходящими на Солнце, в частности с вариациями магнитотеллурического поля [Антонов, 2016], изменением метеорологических факторов [Абрамов и др., 2013; Адушкин и др., 2008; Малышева и др., 2018; Warburton et al., 1977; Spratt, 1982; Muller et al., 1983; Meurers, 1999], в том числе с распространением циклонов над водной поверхностью океанов [Табулевич, 1986]. Распространенность шума по площади может объясняться воздействием волн Релея, вызванных экзогенными штормовыми микросейсмными первого и второго рода, морским и океаническим прибоем [Монахов, 1977; Рыкунов, 1967; Strobach, 1957]. Гипотез процессов, приводящих к повышению шума гравиметрических рядов, много, причем непонятно, имеем ли мы дело действительно с возможными изменениями гравитационного поля или повышенной дисперсией отсчетов гравиметра, то есть с инерциальной помехой.

Кроме того, по результатам многолетних наблюдений была установлена сезонность повышения уровня микросейсмического шума и его связь со строением земной коры на северо-восточной части Русской платформы [Абрамов и др., 2013, 2019; Антонов, 2017; Бебнев, 2017], учитывая это, а также тот факт, что повышенная дисперсия отсчетов является помехой при высокоточных гравиметрических съемках, в частности при мониторинговых гравиметрических работах [Бычков и др., 2017], то актуальность изучения данного явления несомненна.

С целью определения источника и характера микросейсмических шумов, регистрируемых синхронно в различных пунктах на значительном расстоянии, приборами с различными конструкционными особенностями, а также выявления связей строения земной коры с характеристиками микросейсм нами проведен эксперимент по синхронной записи гравиметров в пунктах, расположенных в северо-восточной части Евразийского континента, дополненный данными ряда сейсмических станций.

### Условия проведения эксперимента

По проведенным ранее исследованиям были сделаны выводы о том, что гравиметры, разнесенные между собой почти на 1500 км (Обнинск – Пермь), зарегистрировали один и тот же сигнал или процесс, при этом среднеквадратичное отклонение (СКО) гравиметрических отсчетов и сами отсчеты изменялись синхронно, коэффициент корреляции между показаниями гравиметров составил 0,97 [Абрамов, Бычков, 2018]. В подтверждение сделанных выводов, было решено расширить географию проведения эксперимента.

Сотрудниками Института Физики Земли РАН при содействии сотрудников Горного института ГИ УрО РАН (Пермь), Института геологии и минерального сырья КНИИГиМС (Красноярск), Единой геофизической службы РАН (Обнинск), Института геофизики ИГФ УрО РАН (Екатеринбург) и ООО «НИИМоргеофизика-Сервис.ком» (Мурманск) в течение четырех месяцев (февраль-май 2018 г.) осуществлялась синхронная запись гравиметрических данных в пунктах, расположенных в северо-восточной части Евразийского континента. В эксперимент также были включены данные с сейсмических станций международной организации Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS).

Расположение пунктов наблюдений и основные геологические границы [Хаин, 2001] приведены на рисунке 1. Для сейсмических станций на рисунке применены условные обозначения пунктов, принятые организацией IRIS, а для пунктов гравиметрических наблюдений использованы сокращенные названия городов (Mrm, Obn, Ekb, Krs).

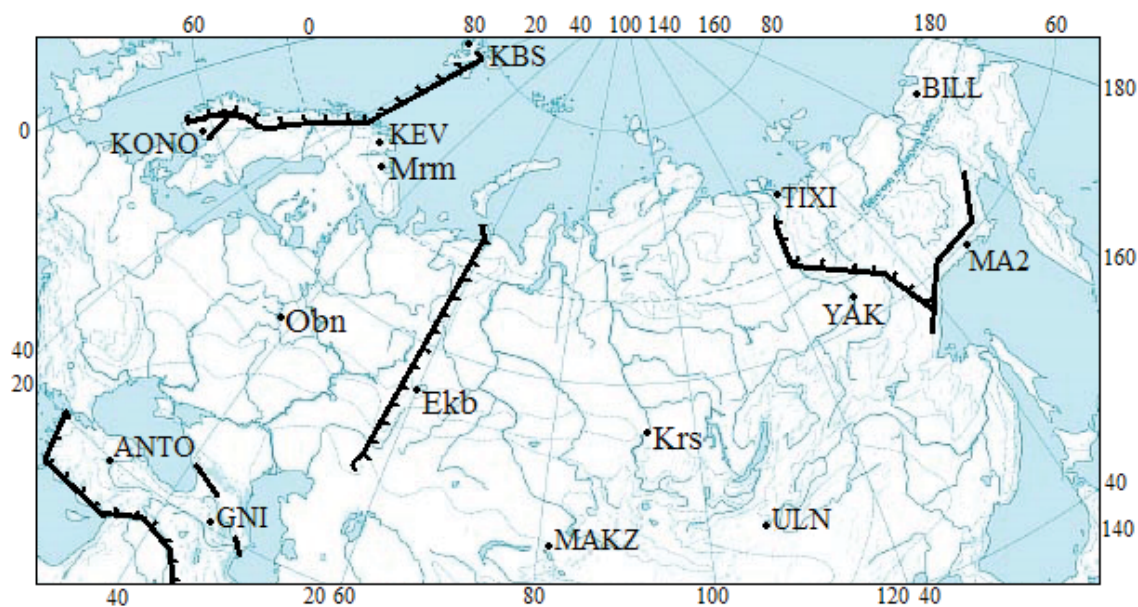


Рис. 1. Карта расположения пунктов и основных геологических границ: Нью-Олесунн (KBS), Конгсберг (KONO), Утсйоки (KEV), Мурманск (Mrm), Обнинск (Obn), Анкара (ANTO), Гарни (GNI), Екатеринбург (Ekb), Маканчи (MAKZ), Красноярск (Krs), Улан-Батор (ULN), Якутск (YAK), Магадан (MA2), Тикси (TIXI), Билибино (BILL). /

Fig. 1. Map of locations: Ny-Alesund (KBS), Kongsberg (KONO), Utsjoki (KEV), Murmansk (Mrm), Obninsk (Obn), Ankara (ANTO), Garni (GNI), Ekaterinburg (Ekb), Makanchi (MAKZ), Krasnoyarsk (Krs), Ulan Bator (ULN), Yakutsk (YAK), Magadan (MA2), Tiksi (TIXI), Bilibino (BILL).

Гравиметрические измерения проводились в Мурманске, Обнинске, Екатеринбургe и Красноярске, в остальных пунктах использовались широкополосные сейсмические станции организации IRIS.

В эксперименте использовались относительные автоматизированные гравиметры CG-5 Autograv компании Scintrex, имеющие разрешающую способность, превышающую 1 мкГал и широкий диапазон частот регистрируемых процессов. Гравиметры этого типа регистрируют измерения с частотой 6 замеров за 1 секунду, после чего вычисляются гравиметрические отсчеты и их СКО. Отсчеты вычисляются средним арифметическим из выборки 6 измерений в секунду в течение всего установленного оператором периода накопления данных [CG-5, 2002]. В нашем эксперименте использовался период накопления данных равный 1 минуте, т.е. отсчет представлял собой усреднение из 60 выборок по 6 отсчетов. Для корректного сопоставления сейсмических и гравиметрических данных было использовано СКО [Дробышев, Конешов, 2013]. Сопоставления гравиметрических и сейсмических данных объясняется тем, что они содержат информацию о реакции земной поверхности на внешние воздействия и имеют общий диапазон частот.

Сейсмические ряды изменений интенсивности микросейсм, используемые в эксперименте, дифференцировались, после чего рассчитывалось СКО по алгоритму, аналогичному алгоритму гравиметра с единственной поправкой на разную частоту исходных данных [Дробышев, Конешов, 2014].

За время наблюдений было зарегистрировано несколько сильных землетрясений магнитудой выше 6,5: 16 февраля 7,2 в Мексике; 2 апреля 6,8 в Боливии; 4 мая 6,9 на Гавайских островах; несколько в Папуа-Новой Гвинее 25 февраля 7,5; 6 марта 6,7; 8 марта 6,8; 26 марта 6,7; 29 марта 6,9.

По зарегистрированным сильным землетрясениям контролировалась синхронность записей на пунктах, после чего они, а также более слабые сейсмические события были отфильтрованы из рядов СКО, для проведения корреляционного анализа.

### Полученные результаты

Ряды СКО гравиметрических и сейсмических данных, полученные в результате четырех месяцев измерений были профильтрованы скользящим 1-часовым фильтром чтобы выделить возрастание амплитуды зашумленности в периоде от одного часа и ниже. Результаты измерений в пунктах, расположенных в северо-восточной части Евразийского континента, представлены на рисунке 2.

По изображенным на рисунке 2 графикам можно заметить явное сходство между шумами, зарегистрированными в Европе на всей продолжительности измерений, кроме пункта Конгсберг (рисунки 2.1-2.6). На восток от Урала также периодически наблюдается общее сходство, например, с 19 по 28 февраля и с 5 по 15 марта (трассы 9-15). Во временном промежутке с 20 апреля по 5 мая северо-восточные пункты регистрируют повышение шума, не достигающее до южных и европейских районов (трассы 12-15). С 21 по 30 марта в Обнинске зарегистрировано возмущение синхронное с Анкарой, Гарни и некоторыми другими южными пунктами (трассы 4-9).

Может сложиться впечатление, что в период с 17 по 20 марта происходило синхронное увеличение амплитуды на всех пунктах наблюдения, однако северо-вос-

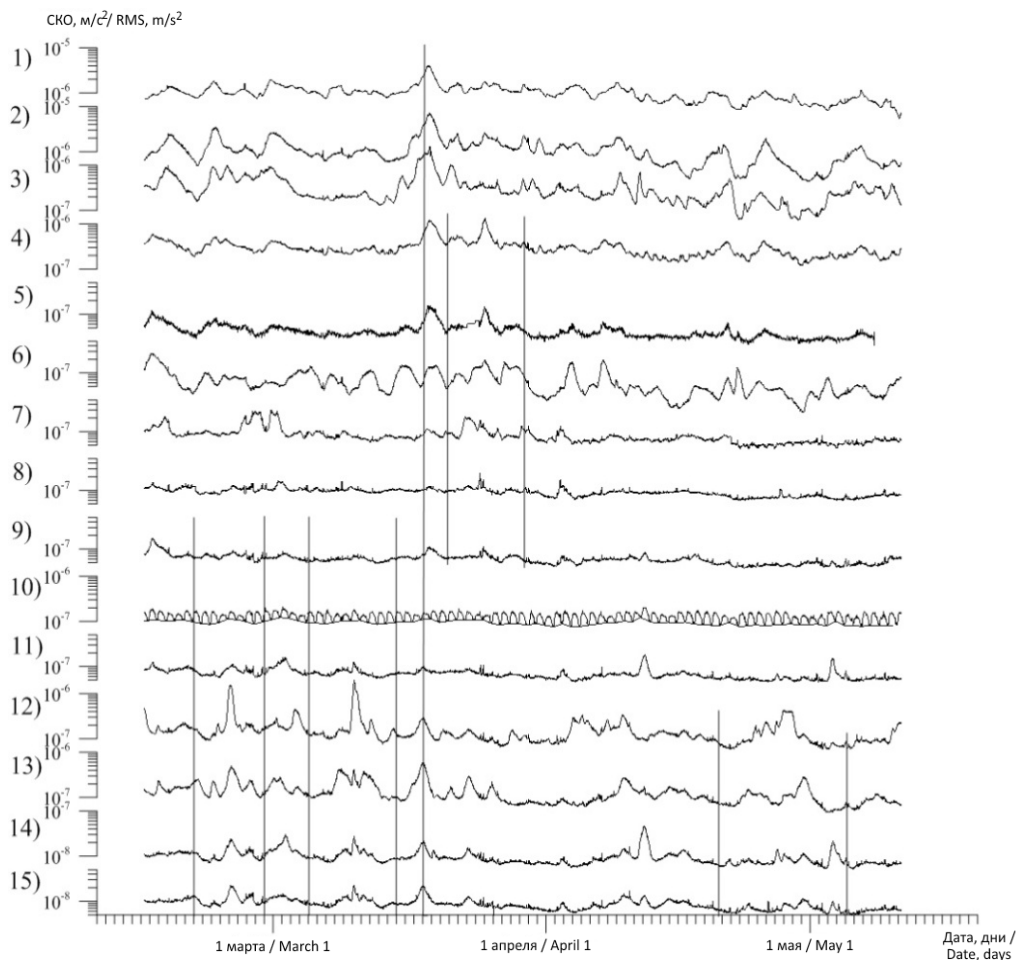


Рис. 2. СКО гравиметрических и сейсмических данных фильтрованные 1 – часовым фильтром, полученных в пунктах, расположенных в северо-восточной части Евразийского континента:

1 – Мурманск (Mrm), 2 – Утсйоки (KEV), 3 – Нью-Олесунн (KBS), 4 – Обнинск (Obn), 5 – Екатеринбург (Ekb), 6 – Конгсберг (KONO), 7 – Анкара (ANTO), 8 – Гарни GNI, 9 – Маканчи (MAKZ), 10 – Красноярск (Krs), 11 – Улан-Батор (ULN), 12 – Магадан (MA2), 13 – Билибино (BILL), 14 – Якутск (YAK), 15 – Тикси (TIXI). Вертикальными линиями обозначены временные промежутки, описанные ниже. /

Fig. 2. RMS of gravimetric and seismic data filtered by a 1-hour filter obtained at points located in the north-eastern part of the Eurasian continent: 1 – Murmansk (Mrm), 2 – Utsjoki (KEV), 3 – Ny-Alesund (KBS), 4 – Obninsk (Obn), 5 – Ekaterinburg (Ekb), 6 – Kongsberg (KONO), 7 – Ankara (ANTO), 8 – Garni GNI, 9 – Makanchi (MAKZ), 10 – Krasnoyarsk (Krs), 11 – Ulan-Bator (ULN), 12 – Magadan (MA2), 13 – Bilibino (BILL), 14 – Yakutsk (YAK), 15 – Tiksi (TIXI). The vertical lines indicate the time intervals described below.

точные пункты зарегистрировали пиковое значение амплитуды раньше остальных более чем на сутки.

Для большей объективности оценки синхронности изменения амплитуды использовался корреляционный анализ. При проведении анализа рассчитывался коэффициент парной корреляции между всеми пунктами по полному ряду данных. По причине значительного ежесуточного перепада уровня СКО в Красноярске, связанного с влиянием техногенных факторов, при сравнении использовалась нижняя граница зашумленности. Результаты корреляционного анализа представлены в виде корреляционной матрицы таблица 1.



Таблица 1 / Table 1.

## Корреляционная матрица СКО данных /

## Correlation matrix of the RMS data

	KBS	KONO	KEV	Mrm	Obn	Erb	MAKZ	Krs	ULN	YAK	TIXI	BILL	MA2	ANTO	GNI
KBS	1														
KONO	0,25	1													
KEV	<b>0,84</b>	0,35	1												
Mrm	<b>0,75</b>	0,37	<b>0,93</b>	1											
Obn	0,66	0,62	<b>0,82</b>	<b>0,77</b>	1										
Erb	0,67	<b>0,72</b>	<b>0,75</b>	<b>0,71</b>	<b>0,93</b>	1									
MAKZ	0,44	0,67	0,42	0,42	0,59	<b>0,75</b>	1								
Krs	0,52	0,32	0,42	0,46	0,44	0,16	0,65	1							
ULN	0,32	0,21	0,25	0,30	0,24	0,30	0,60	<b>0,79</b>	1						
YAK	0,27	0,02	0,18	0,19	0,09	0,12	0,37	<b>0,70</b>	<b>0,87</b>	1					
TIXI	0,46	0,15	0,32	0,38	0,22	0,27	0,50	<b>0,71</b>	0,69	<b>0,72</b>	1				
BILL	0,40	0,07	0,28	0,35	0,24	0,25	0,32	0,54	0,44	0,53	<b>0,86</b>	1			
MA2	0,14	0,28	0,43	0,10	0,03	0,04	0,18	0,27	0,28	0,38	0,57	0,46	1		
ANTO	0,40	0,26	0,29	0,32	0,30	0,37	0,44	0,45	0,38	0,20	0,37	0,26	0,07	1	
GNI	0,34	0,40	0,35	0,42	0,41	0,45	0,68	0,72	0,63	0,40	0,61	0,43	0,20	0,58	1

Полученные результаты корреляционного анализа можно объяснить геологическими особенностями территории, на которой проводился эксперимент (рис. 1), а также факторами, влияющими на СКО сейсмических и гравиметрических измерений, например, метеорологическими условиями, как в пунктах наблюдений, так и в источниках сейсмических и гравитационных вариаций этих полей. В этой таблице жирным шрифтом выделены большие значения коэффициентов корреляции, которые видны на глаз при рассмотрении таблицы. Анализ таблицы должен учитывать доверительные интервалы для коэффициентов корреляции, которые зависят от сравниваемых сигналов. Для длинных рядов значимость коэффициентов повышается и даже небольшие значения 0,3-0,5 становятся значимыми, расширяется база экспериментальных данных, можно увидеть закономерности, скрытые при анализе коротких рядов. Это указывает на необходимость продолжения наблюдений, анализа более длинных рядов.

## Морфологические характеристики полей СКО

Пара пунктов Утсйоки, Мурманск и пункт Нью-Олесунн расположены по разные стороны разлома, однако имеют общий характер зашумленности. В этом можно увидеть влияние основного источника помех в этом регионе – Баренцева моря.

Пункт Конгсберг расположен на Осло-грабене, что значительно снижает влияние событий на Белом и Баренцевом морях. Пункты Утсйоки, Мурманск и Обнинск, расположенные на Восточно-Европейской платформе, вместе с пунктом Нью-Олесунн демонстрируют постепенное затухание шумового эффекта.

Екатеринбургские данные, несмотря на расположение пункта на Уральском хребте, имеют лучшую корреляцию с европейскими пунктами. Это связано с платформенным характером рельефа в этом районе.

Пункты, расположенные к востоку от Уральского хребта характеризуются, в основном, высокой корреляцией между собой, за исключением пункта в Маканчи, ко-

торый имеет лучшую корреляцию с европейскими. Вероятно, микросейсмические колебания проходят от Баренцева моря в Маканчи через Уральский хребет в районе Екатеринбурга. Высокую корреляцию данных из Гарни и Красноярска можно объяснить сходством расположения пунктов вдоль Альпийского складчатого пояса.

Магадан, расположенный на Охотско-Чукотском палеовулканическом поясе Верхояно-Чукотской складчатой области, отделен от остальных пунктов хребтом Черского. Пункты Тикси и Билибино расположены на одном горном массиве, при этом имеют высокую корреляцию данных. Пункты Анкара и Гарни, также расположены в складчатой области и отделены Кавказским хребтом от европейских пунктов. Низкая корреляция для этих пунктов, вероятно, объясняется влиянием Таврских гор.

Эти морфологические особенности взаимной корреляции СКО микросейсм связаны, прежде всего, с геологическими условиями, строением земной коры и ее поверхностным рельефом, а также с особенностями распределения источников микросейсм на акваториях. Источники помех на Востоке определить сложнее, в силу недостаточного числа пунктов и более сложного геологического строения региона.

Интенсивность микросейсм к востоку от Урала сравнительно невысока, что связано с явлением экранирования горными системами затуханием континентальных микросейсм от севера к югу, увеличением расстояния до акваторий и пути штормовых микросейсм.

Проведенные работы по сопоставлению СКО отсчетов гравиметра с количеством землетрясений  $M > 3$  в сутки [Абрамов, Бычков, 2018] косвенно подтверждают отнесение микросейсмических шумов к штормовым микросейсмам [Науменко, 1979].

### Обсуждение результатов

Основной результат нашего исследования – это экспериментальное подтверждение факта взаимосвязи СКО измерений на сейсмических станциях и пунктах высокоточных гравиметрических наблюдений, разнесенных на значительные расстояния.

Наблюдаемый непериодический сейсмический шум в европейской части России, в основном, является результатом воздействия, возникающего в северных морях.

Невозможность преодоления Релеевскими волнами резких изменений поверхностного рельефа, неоднородности сейсмических характеристик верхней части земной коры при их распространении вглубь континента на юг позволяют сделать вывод о поверхностном типе сейсмических волн, вызванных штормовыми микросейсмами.

Этот методический вывод, полученный по данным четырехмесячных наблюдений, поддержан геологическими результатами, показывающими влияние строения земной коры и ее рельефа на уровень СКО сейсмических и гравиметрических наблюдений.

### Заключение

В результате проделанной работы показана перспективность и направление дальнейших исследований:

– необходимо продолжить наблюдения микросейсм и высокоточные гравиметрические исследования, повысить статистическую значимость корреляционных связей и включить в анализ данные о метеорологической и штормовой обстановке на акваториях – источнике микросейсм, их прямого и опосредованного воздействия на показания гравиметров;

– необходимо исследовать влияние внешних факторов на СКО измерений приборов, гравиметров и сейсмометров, в том числе значительно удаленных от источников помех, определить дальности распространения эффекта от источников.

Продолжение работы представляет перспективу дальнейшей совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических наблюдений по предложенной методике. Это существенно улучшит предельные возможности высокоточных гравиметрических исследований.

### Литература

1. Абрамов Д. В., Бебнев А. С., Бычков С. Г., Горожанцев С. В., Дробышев М. Н., Овчаренко А. В., Храпенко О. А. Проведение синхронных экспериментальных гравиметрических наблюдений в 2017-2018 годах в точках, разнесённых на большие расстояния // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Вып. 1 (46). – Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. – С. 8-11.

2. Абрамов Д. В., Бычков С. Г. Возможная природа пульсаций гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. – Казань: Казанский университет, 2018. – С. 16-18.

3. Абрамов Д. В., Дробышев М. Н., Конешов В. Н. Оценка влияния сейсмических и метеорологических факторов на точность измерений относительным гравиметром // Физика Земли – 2013. – №4. – С. 105-110.

4. Антонов Ю. В. Всплески неприливных вариаций силы тяжести // Геофизика. – 2017. – № 1. – С. 28-34.

5. Антонов Ю. В. Пульсации гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. – Воронеж: ВГУ, 2016. – С. 17-19.

6. Адушкин В. В., Локтев Д. Н., Спивак А. А. Влияние барических возмущений атмосферы на микросейсмические процессы в земной коре // Физика Земли. – 2008. – № 6. – С. 77-85.

7. Бебнев А. С. Сезонная составляющая по результатам мониторинговых наблюдений гравитационного поля на обсерватории «Арти» // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: Девятые научные чтения памяти Ю. П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГфУрО РАН, 2017. – С. 51-54.

8. Бычков С. Г., Мичурин А. В., Симанов А. А. Гравиметрический мониторинг аварийных участков рудников Верхнекамского месторождения калийных солей // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – Пермь: ПГНИУ, 2017. – С. 132-137.

9. Дробышев М. Н., Конешов В. Н. Оценка предельной точности гравиметра CG-5 Autograv // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49. №2. – С. 39-43.

10. Дробышев М. Н., Конешов В. Н. Учет сейсмического воздействия на высокоточные измерения гравиметром CG-5 Autograv // Физика Земли. – 2014. – №4. – С. 131-134.
11. Малышева Д. А., Абрамов Д. В., Дробышев М. Н., Конешов В. Н. Влияние метеофакторов на уровень микросейсмического фона при долговременных гравиметрических наблюдениях с погрешностью порядка первых микрогал // Сейсмические приборы. – 2018. – Т. 54. № 1. – С. 19-28.
12. Михайлов И. Н. Новые результаты по регистрации краткосрочных предвестников катастрофических событий (землетрясений) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. – С. 193-194.
13. Монахов Ф. И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. – М.: Наука, 1977. – 94 с.
14. Науменко Б. Н. Явление частичной ликвидации тектонических напряжений штормовыми микросейсмами // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1979. – №8. – С. 72-75.
15. Рыкунов Л. Н. Микросейсмы. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0,07-8 сек. – М.: Наука, 1967. – 86 с. (Результаты МГП, №7).
16. Собакарь Г. Т. Неприливные изменения силы тяжести. – Киев: Наукова думка, 1982. – 136 с.
17. Табулевич В. Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. – Новосибирск: Наука, 1986. – 151 с.
18. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
19. CG-5. Гравиметрический комплекс Autograv компании Scintrex. Руководство по эксплуатации: пер. с англ. AGT Systems. – М.: 2002. – 248 с.
20. Meurers B. Gravitational effects of atmospheric processes in SG gravity data. // Ducarme B and Barthelemy J (eds.) Proceedings of the workshop: 'High Precision Gravity Measurements with Application to Geodynamics and Second GGP Workshop', vol. 17, pp. 57-65. Luxembourg: 1999, ECGS Caheirs.
21. Muller T., Zurn W. Observation of gravity changes during the passage of cold fronts // J. Geophys. – 1983. – V. 53. №3. – Pp. 155-160.
22. Ovcharenko A. V. Processing and interpretation of time series high precision gravimetric monitoring // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. – Казань: Казанский университет, 2018. – С. 143.
23. Spratt R. S. Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity. Geophys. // J. R. astr. Soc. – 1982. – V. 71. – Pp. 173-186.
24. Strobach K. Stereoskopische Vectorre registrierung. // Z. f. Geophys. – 1957. – 23 p.
25. Warburton R. J., Goodkind J. M. The influence of barometric pressure variations on gravity. Geophys. // J. R. astr. Soc. – 1977. – V. 48. – Pp. 281-292.

---

GEOFYSICS

---

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31979

## An experiment on the study of synchronous continental microseisms in northern Eurasia using a combination of gravimetric and seismic observations

M. N. Drobyshev<sup>1</sup>, D. V. Abramov<sup>1</sup>, S. G. Bychkov<sup>2</sup>, V. N. Koneshov<sup>1</sup>,  
M. I. German<sup>3</sup>, O. A. Khrapenko<sup>4</sup>, S. V. Gorozhantsev<sup>5</sup>, S. A. Krasilov<sup>5</sup>,  
A. S. Bebnev<sup>6, 7</sup>, A. V. Ovcharenko<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, 10/1  
B. Gruzinskaya Str., Moscow 123995, Russia  
e-mail: drmika88@gmail. com;

<sup>2</sup>Mining Institute of the Ural Branch the Russian Academy of Sciences, 78-a  
Sibirskaya Str., Perm 614007, Perm region, Russia  
e-mail: bsg@mi-perm. ru;

<sup>3</sup>Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources, 55Mira Ave.,  
Krasnoyarsk 660049, Krasnoyarsk region, Russia;

<sup>4</sup>NIIMorgeofizika-Service. com, Россия, 49/1 Кнпovicha  
Str., Murmansk 183039, Russia;

<sup>5</sup>Geophysical Survey the Russian Academy of Sciences, 189 Lenina Av., Obninsk  
249035, Kaluga region, Russia;

<sup>6</sup>Geophysical laboratory-observatory «Arti», 2ast. Geophysical, Arti 623341,  
Sverdlovsk region, Russia;

<sup>7</sup>Institute of Geophysics them. Yu. P. Bulashevich of the Ural Branch of the Russian  
Academy of Sciences, 100, Amundsen Str., Yekaterinburg 620016,  
Sverdlovsk region, Russia

**Abstract:** Non-periodic intensity increase of microseismic noise was researched. During four months, synchronous geophysical observations were carried out using Scintrex CG-5 Autograv gravimeters in Obninsk, Murmansk, Yekaterinburg and Krasnoyarsk. During the measurements, multiple cases of synchronous intensity increase of microseismic noise were recorded, both at the gravimetric observation points and at a number of seismometric points in northeastern Eurasia. The duration of the registered anomalous increase in microvibrations ranges from several hours to several days. Highly sensitive gravimeters register not only the gravitational field and its variations associated with tidal changes of gravity and other non-tidal and meteorological phenomena, but also high-frequency variations associated primarily with the effects of inertial processes. Gravimeters and seismographs have different characteristics, however, both instruments record high-frequency effects from a common source, with the only difference that in the gravimeter it is considered interference and is characterized by standard deviation (RMS). RMS of gravimetric data, and RMS, calculated by series of seismometers measurements, show high similarity. Comparison with microseismic noise suggests an inertial rather than a gravimetric nature of anomalies recorded by gravimeters. The results of the signals correlation study are explained by large local variations of microseisms and meteorological characteristics, their influence on the fine structure of geophysical signals recorded by gravimeters. Short-term semi-annual observations revealed features

of geophysical processes in the vast territory of Eurasia. Further studies will reveal the fine structure of the mutual influences of geophysical processes according to observation data by sensitive gravimeters and seismometers. Consideration of this phenomenon is necessary when planning, performing high-precision gravimetric surveys, and long-term gravimetric observations.

**Keywords:** gravimetry, relative gravimeter, seismometer, standard deviation, storm microseisms, meteorological processes.

**Acknowledgments:** This work was performed in the framework of the state assignment of the IPE RAS. The authors are grateful to A. V. Nikolaev for the help and attention to work.

**For citation:** Drobyshev M. N., Abramov D. V., Bychkov S. G., Koneshov V. N., German M. I., Khrapenko O. A., Gorozhantsev S. V., Krasilov S. A., Bebnev A. S., Ovcharenko A. V. An experiment on the study of synchronous continental microseisms in northern Eurasia using a combination of gravimetric and seismic observations. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 83-94. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31979.

## References

1. Abramov D. V., Bebnev A. S., Bychkov S. G., Gorozhantsev S. V., Drobyshev M. N., Ovcharenko A. V., Khrapenko O. A. Simultaneous experimental gravimetric observations in 2017-2018 at points separated by large distances. Questions of the theory and practice of geological interpretation of gravitational, magnetic and electric fields. Collection of scientific papers. Issue 1 (46). Perm: GI UB RAS, PGNIU, 2019. Pp. 8-11. (in Russ.)
2. Abramov D. V., Bychkov S. G. The possible nature of gravitational field pulsations. Questions of the theory and practice of geological interpretation of geophysical fields. Kazan, Kazan University, 2018. Pp. 16-18. (in Russ.)
3. Abramov D. V., Drobyshev M. N., Koneshov V. N. Evaluation of the influence of seismic and meteorological factors on the accuracy of measurements with a relative gravimeter. *Izvestiya-Physics of The Solid Earth*. 2013, No. 4. Pp. 105-110. (in Russ.)
4. Antonov Yu. V. Bursts of non-tidal variations of gravity. *Geophysics*. 2017. No. 1. Pp. 28-34. (in Russ.)
5. Antonov Yu. V. Pulsations of the gravitational field. Questions of the theory and practice of geological interpretation of geophysical fields. Voronezh: VSU, 2016. Pp. 17-19. (in Russ.)
6. Adushkin V. V., Loktev D. N., Spivak A. A. Influence of atmospheric pressure disturbances on microseismic processes in the earth's crust. *Izvestiya-Physics of The Solid Earth*. 2008. No. 6. Pp. 77-85. (in Russ.)
7. Bebnev A. S. Seasonal component according to the results of monitoring observations of the gravitational field at the "Arti" Observatory. Deep structure, geodynamics, thermal field of the Earth, interpretation of geophysical fields: Ninth scientific readings on the memory of Yu. P. Bulashevich. Yekaterinburg: IGfURO RAS, 2017. Pp. 51-54. (in Russ.)
8. Bychkov S. G., Michurin A. V., Simanov A. A. Gravimetric monitoring of emergency sites of the mines of the Verkhnekamsk potassium salt deposit. *Geology and minerals of the Western Urals*. Perm: PGNIU, 2017. Pp. 132-137. (in Russ.)
9. Drobyshev M. N., Koneshov V. N. Estimation of the limiting accuracy of gravimeter CG-5 Autograv. *Seismic devices*. 2013. Vol. 49. No. 2. Pp. 39-43. (in Russ.)
10. Drobyshev M. N., Koneshov V. N. Accounting for seismic effects on high-precision measurements using a CG-5 Autograv gravimeter. *Izvestiya-Physics of The Solid Earth*. 2014. No. 4. Pp. 131-134. (in Russ.)
11. Malysheva D. A., Abramov D. V., Drobyshev M. N., Koneshov V. N. Influence of meteorological factors on the level of microseismic background in long-term gravimetric observations with an error of the first microgal order. *Seismic instruments*. 2018. Vol. 54. No. 1. Pp. 19-28. (in Russ.)
12. Mikhailov I. N. New results on the registration of short-term precursors of catastrophic events (earthquakes). Questions of the theory and practice of geological interpretation of gravitational, magnetic and electric fields. Perm: GI UB RAS, 2005. pp. 193-194. (in Russ.)

13. Monakhov F.I. Low frequency seismic noise of the Earth. M.: Science, 1977. 94 p. (in Russ.)
14. Naumenko B.N. The phenomenon of partial elimination of tectonic stresses by storm microseisms. *Izv. Academy of Sciences of the USSR. Ser. Physics of the Earth.* 1979. No. 8. Pp. 72-75. (in Russ.)
15. Rykunov L.N. Microseisms Experimental characteristics of natural soil microvibrations in the period range of 0.07-8 sec. M.: Nauka, 1967. 86 p. (Results of MGP, No. 7). (in Russ.)
16. Sobakar' G.T. Non-tidal gravity changes. Kiev: Naukova Dumka, 1982. 136 p. (in Russ.)
17. Tabulevich V.N. Comprehensive studies of microseismic vibrations. Novosibirsk: Nauka, 1986. 151 p. (in Russ.)
18. Khain V.E. Tectonics of the continents and oceans. M.: Nauchnyi mir, 2001. 606 p. (in Russ.)
19. CG-5. Gravimetric complex Autograv company Scintrex. Operation manual: trans. from Engl. AGT Systems. M.: 2002. 248 p. (in Russ.)
20. Meurers B. Gravitational effects of atmospheric processes in SG gravity data. Ducarme B and Barthelemy J (eds.) *Proceedings of the workshop: 'High Precision Gravity Measurements with Application to Geodynamics and Second GGP Workshop'*, Vol. 17. Pp. 57-65. Luxembourg: 1999, ECGS Caheirs.
21. Muller T., Zurn W. Observation of gravity changes during the passage of cold fronts. *J. Geophys.* 1983. V. 53. No. 3. Pp. 155-160.
22. Ovcharenko A.V. Processing and interpretation of time series high precision gravimetric monitoring. Questions of the theory and practice of geological interpretation of geophysical fields. Kazan: Kazan University, 2018. Pp. 143.
23. Spratt R. S. Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1982. V. 71. Pp. 173-186.
24. Strobach K. Stereoskopische Vectorre registrierung. *Z. f. Geophys.* 1957. 23 p.
25. Warburton R.J., Goodkind J.M. The influence of barometric pressure variations on gravity. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1977. V. 48. Pp. 281-292.

## ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31980

## Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть I

**Ю. К. Чернов<sup>1</sup>, д. ф.-м. н., проф., А. Ю. Чернов<sup>2</sup>, к. т. н.,  
М. И. Читишвили<sup>1</sup>, асп.**

<sup>1</sup>Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: chenta-26@mail.ru;

<sup>2</sup>Инженерный институт ФГАОУ ВО «Северо-Кавказский федеральный университет» Россия, 355029, г. Ставрополь, пр. Кулакова, 2.

**Аннотация:** В РСО-Алания проводятся исследования по созданию новой вероятностной карты ДСР данной территории. Составная часть этих исследований – разработка эффективных моделей сильных движений грунта (СДГ) при потенциально опасных землетрясениях региона. В первой части посвященной данным исследованиям статьи рассмотрены модели единичных характеристик СДГ – пиковых ускорений грунта ( $PGA$ ), периодов ускорений с максимальной амплитудой ( $T_a$ ), длительностей основной фазы колебаний ( $\tau$ ), а также макросейсмической интенсивности (балльности) сотрясений ( $I$ ). Модели представлены в виде статистически заданных функций распределения вероятностей случайных величин (значений параметров колебаний и силы сотрясений грунта) при различных магнитудах землетрясений ( $M$ ) и расстояниях до очага ( $D$ ). Модели строились в два этапа. Сначала определены «среднестатистические» функции изменения с расстоянием  $PGA(M, D)$ ,  $T_a(M, D)$ ,  $\tau(M, D)$  и  $I(M, D)$ . Затем, путем введения в эти зависимости корректирующих поправок они приближены к условиям исследуемой территории РСО-Алания. «Среднестатистические» зависимости строились на основе анализа большого объема исходных данных по инструментальной регистрации и макросейсмическим описаниям сильных землетрясений. Использованы данные двух видов. Первый – подборки из 35-ти и 24-х известных и апробированных эмпирических зависимостей  $PGA(M, D)$  и  $I(M, D)$ , построенных разными авторами для различных сейсмоактивных районов мира. Второй – непосредственные измерения по более, чем 2500 акселерограммам ощутимых и сильных землетрясений мира, имеющих одновременную оценку силы сотрясений в точке регистрации. Использованы также макросейсмические описания нескольких десятков сильных землетрясений на территории РФ и других стран. Корректирующие поправки определены на основе анализа общих сеймотектонических условий территории, особенностей среды распространения сейсмических возмущений, механизмов очагов и других характеристик исследуемого района, влияющих на моделируемые параметры СДГ. Для проверки надежности и реалистичности разработанных моделей, проведено перекрестное (между собой) сопоставление получаемые на их основе оценок  $PGA$ ,  $T_a$ ,  $\tau$  и  $I$ . Проведено также сопоставление полученных моделей с разработками других авторов, для других районов. Во всех случаях наблюдается высокий уровень согласованности и непротиворечивости, полученных в настоящем исследовании результатов. В целом разработанные модели отвечают основным требованиям международной и отечественной инженерно-сейсмологической практики, способствуют повышению точности и надежности вероятностных оценок сейсмической опасности на региональном уровне и могут быть использованы в целях ДСР территории РСО-Алания при производстве как вероятностных, так и детерминистских («сценарийных») оценок.

**Ключевые слова:** землетрясения, сильные движения грунта, вероятные сейсмические воздействия, макросейсмическая интенсивность, сейсмические колебания.



**Для цитирования:** Чернов Ю.К., Чернов А.Ю., Читишвили М.И. Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть I. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 95-108. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31980.

## Введение

Характеристики движений грунта при сильных землетрясениях (сильных движений грунта или СДГ) из-за их зависимости от большого числа трудно контролируемых природных факторов имеют случайную природу, вследствие чего их моделирование целесообразно проводить в вероятностной форме. Имеющие при этом место неопределенности можно разделить на эпистемические и алеаторные [Афанасьева, 2008; Соколов, 2012]. Эпистемическая неопределенность связана с особенностями самих моделей. Мы условно называем ее «субъективной», в отличие от также условно «объективной» алеаторной неопределенности. Эпистемическая неопределенность учитывается включением в вероятностный анализ альтернативных моделей (см., например, [Bommer, Scherbaum, 2008; Kale, Akkar, 2017]). Алеаторная – использованием функций распределения вероятностей случайных величин.

В последние десятилетия число публикаций, посвященных моделированию СДГ в контексте прогноза сейсмической опасности постоянно растет (см., например, обзор [Douglas 2016]). Здесь можно выделить два вида решений – выбор подходящей модели из уже имеющихся альтернатив и разработка нового варианта. В настоящей работе предлагается своя версия моделей СДГ применительно к условиям территории РСО-Алания. Согласно классификации описанной в [Danciu et al., 2016] наши («региональные») модели можно отнести к первой и частично ко второй группе. Рассматриваемые также «среднестатистические» модели, можно отнести к четвертой группе.

Настоящая работа является развитием предыдущих исследований авторов, ориентированных на решение задач именно инженерной сейсмологии. Математическая структура разрабатываемых моделей описана в работах [Чернов Ю., Чернов А., 2017; Zaalishvili, Chernov, 2018]. Рассматриваемые параметры СДГ при возникновении землетрясения с заданными характеристиками очага и среды используются как случайные величины с логарифмически нормальным распределением вероятностей. Определение параметров этих распределений в сейсмогеологических условиях территории РСО-Алания и есть основная цель настоящих исследований.

Моделировались единичные параметры ускорений колебаний грунта (амплитуды, периоды, длительности), спектры, макросейсмические интенсивности (балльности) сотрясений и акселерограммы колебаний грунта. Модели единичных параметров и макросейсмических балльностей рассмотрены в первой части настоящей статьи. Модели других характеристик СДГ рассмотрены во второй ее части.

## Исходные данные и методика исследований

Построение статистически заданных функций распределения исследуемых характеристик СДГ для территории РСО-Алания во всем интересующем нас диапазоне магнитуд и расстояний только по записям местных сильных землетрясений (примерно так, как это было сделано нами для некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана, Дагестана, запада США, Италии и др.) пока затруднительно из-за недостаточного их количества. Поэтому, в качестве одной из составляющих исходных данных в настоящем исследовании являются эмпирические зависимости пиковых

амплитуд ускорений ( $PGA$ ) и макросейсмических балльности ( $I$ ) от магнитуды землетрясения ( $M$ ) и расстояния до очага ( $D$ ), полученные ранее нами, а также другими исследователями для других регионов. Зависимости подбирались таким образом, чтобы в совокупности они представляли некоторый «среднестатистический срез», описывающий землетрясения с разными механизмами подвижки, в разных сеймотектонических зонах, с разными грунтовыми условиями. Всего сформированы подборки из 35-ти и 24-х известных и апробированных зависимостей  $PGA$  ( $M, D$ ) и  $I$  ( $M, D$ ). Часть этих зависимостей описана в [Чернов, 1989]. Другие заимствованы из работ [Свод правил..., 2017; Оскорбин, Бобков, 1977; Сейсмическое..., 1980; Шебалин, 1991; Штейнберг и др., 1993; Ambraseys, Bommer, 1991; Boore et al., 1994; Boore, Atkinson, 2008; Campbell, Bozorgnia, 1994, 2008; Chandra, 1979; Howell, Schultz, 1975; Jimenez et al., 1999; Jonathan, 1996; Joyner, Boore, 1981, 1988, 1993; Sabetta, Pugliese, 1987; Sadigh et al., 1986; Shedlock, 1999; Smit et al., 2000; The global..., 1999; Twesigomwe, 1997].

Большинство этих зависимостей дают удаленность землетрясения в виде расстояний до очага. В тех же случаях, когда использовались гипоцентральные расстояния ( $r$ ),  $r$  пересчитывались в  $D$ . Пересчет выполнен исходя из размеров очагов по [Штейнберг и др., 1993] в предположении их минимальной глубины и равновероятного азимутального расположения к нему точки наблюдения. В результате пересчетов принято, что, например, для землетрясений с  $M=6,5$   $D$  на 10 км меньше  $r$ , а для  $M=7,0$  – на 15 км. Проверочное сопоставление таких пересчетов с зависимостями именно от  $D$  показало приемлемость данной корректировки. Когда в первичных за-

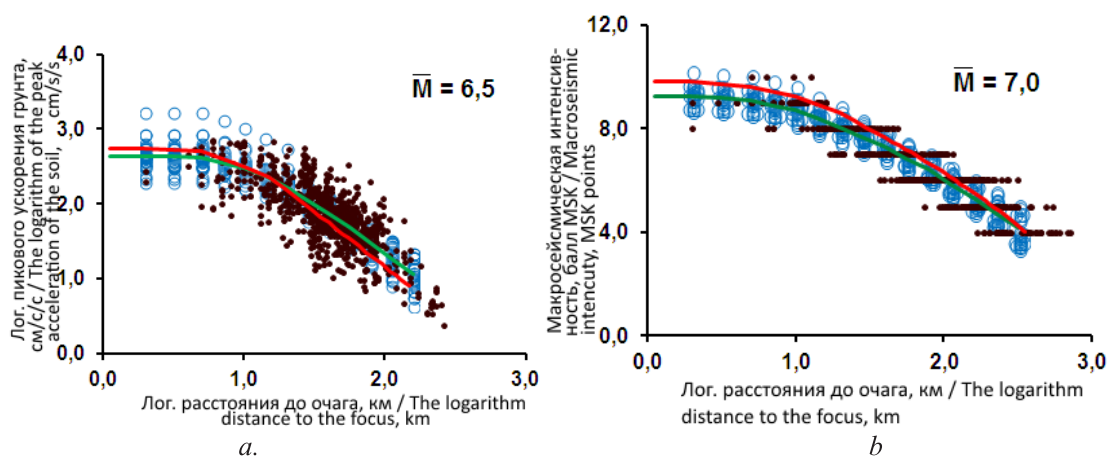


Рис. 1. Исходные данные и аппроксимирующие кривые для зависимостей пиковых ускорений (а) и макросейсмических интенсивностей сотрясений (б) грунта от расстояния до очага при землетрясениях с разными магнитудами ( $\bar{M}$ ). Синие пустые кружки – исходные подборки зависимостей  $PGA$  ( $M, D$ ) и  $I$  ( $M, D$ ). Коричневые точки – данные из таблицы 1 и из макросейсмических описаний отдельных землетрясений. Зеленые линии – «среднестатистические» зависимости, красные линии – зависимости принятые для «средних» грунтовых условий исследуемой территории. /

Fig. 1. Source data and approximating curves for the dependences of peak accelerations (a) and macroseismic intensities of tremors (b) of the soil on the distance to the source during earthquakes with different magnitudes ( $\bar{M}$ ). The blue empty circles are the original sets of dependencies  $PGA$  ( $M, D$ ) and  $I$  ( $M, D$ ). Brown dots – data from table 1 and from macroseismic descriptions of individual earthquakes. Green lines are “average” dependencies, red lines are dependencies accepted for “average” soil conditions of the studied territory.

Таблица 1 / Table 1.

**Характеристики базы данных по инструментальной регистрации  
землетрясений с независимыми определениями макросейсмической  
балльности в пунктах наблюдений /**

**Characteristics of the database on the instrumental registration of earthquakes  
with independent definitions of macroseismic points at the observation points**

Район; землетрясение, тип записи (спектра) / Area, Earthquake, Record type (spectrum type)	Кол-во записей / Number of records	Магнитуда / Magnitude	Расстоя- ние (км) / Distance (km)	Балльность (MSK, MMI) / Intensity (MSK, MMI)
Газлийское 17.05.76; ускорение / Gazliy 17.05.76; acceleration	3	7,3	25	10
Иран; ускорение / Iran; acceleration	12	7,3	5-70	8-10
Кобе 1995; ускорение/ Kobe 1995; acceleration	13	6,9	10	8-9
Сан-Фернандо 09.02.71; ускорение / San- Fernando 09.02.71; acceleration	136	6,5	8-105	5-10
Чи-Чи. 21.09.99; ускорение / Chi-Chi. 21.09.99; acceleration	48	7,6	2-23	9
Турция; ускорение / Turkey; acceleration	45	4,5-7,7	5-15	6-10
Мыс Мендосино 25.04.92; ускорение / Cape Mendocino 25.04.92; acceleration	22	7,0	5-60	7-9
Имперская долина 15.10.79; ускорение / Imperial Valley 15.10.79; acceleration	22	6,5	6-31	7-10
Лома-Приета 18.10.89; ускорение / Loma Prieta 18.10.89; acceleration	114	7,0	7-137	4-9
Нортридж 17.01.94; ускорение / Northridge 17.01.94; acceleration	278	6,7	2-150	4-9
Запад США; ускорение / West USA; acceleration	48	5,3-7,7	4-210	5-9
Черногория; ускорение / Montenegro; acceleration	22	7,0	9-110	5-9
Спитакское 07.12.88; ускорение / Spitak 07.12.88; acceleration	2	6,9	40	8
Греция; ускорение / Greece; acceleration	43	4,3-6,8	10-118	4-8
Фриули 1976; ускорение / Friuli 1976; acceleration	54	3,8-6,2	7-139	4-8
Румыния; ускорение / Romania; acceleration	84	6,5-7,4	3-19	4-8
Ландерс 28.06.92; ускорение / Landers 28.06.92; acceleration	85	7,2	14-197	4-8
МорганХилл 24.04.84; ускорение / Morgan Hill 24.04.84; acceleration	54	6,1-6,2	5-73	5-8
Уиттиер Нарроус. 01.10.87; ускорение / Whittier Narrows. 01.10.87; acceleration	180	6,1	7-108	4-8
Коалинга 02.05.83; ускорение / Coalinga 02.05.83; acceleration	93	6,7	10-68	5-8
Норт Палм Спрингс 08.07.86; ускорение / North Palm Springs 08.07.86; acceleration	59	6,2	5-83	5-8
Гектор Майн; ускорение / Hector Mine; acceleration	117	7,1	48-223	4-8
Ташкент 1966; скорость, смещение / Tashkent 1966; speed, displacement	11	3,0-5,3	3-25	4-8

Азорские острова; ускорение / Azores; acceleration	2	5,0	5	7
Дагестан 1970; смещение / Dagestan 1970; displacement	63	2,5-4,3	4-32	3-7
Газли 1976; смещение / Gazliy 1976; displacement	282	2,5-5,3	5-45	3-7
Газли 1984; ускорение, скорость / Gazliy 1984; acceleration, speed	9	3,0-4,5	10-40	3-7
Пап 1984, скорость, смещение / Pap 1984, displacement	116	2,5-4,8	13-23	3-7
Сан-Фернандо 1971; ускорение, смещение / San-Fernando 1971; acceleration, displacement	168	2,5-6,5	4-105	3-10
Морган Хилл 1984; ускорение / Morgan Hill 1984; acceleration	2	3,1-3,7	13-14	3
Кавказ; скорость, смещение / Caucasus; speed, displacement	14	3,0-5,0	5-16	3-8
Ашхабад; смещение / Ashgabat; displacement	4	3,7-5,5	5-25	4-6
Курильские острова; скорость / Kurile Islands; speed	155	3,5-7,6	65-808	3-6
Дальний Восток; скорость, ускорение / Far East; speed, acceleration	147	3,5-6,4	15-386	3-6

висимостях давались оценки  $PHA$ , применялся коэффициент  $PGA/PHA=0,86$ . Пример использованных в итоге исходных зависимостей  $PGA(D)$  и  $I(D)$  приведен на рисунках 1а и 1б. Данный подход отличается тем, что здесь анализируются уже итоговые зависимости, каждая из которых сама является обобщением сотен, а иногда и тысяч отдельных замеров  $PGA$  и  $I$  при соответствующих  $M$  и  $D$ . Это многократно увеличивает статистический объем первичной информации, что положительно влияет на представительность получаемых результатов.

Второй источник исходных данных – параметры ускорений (пиковые амплитуды, соответствующих им периодов ( $T_a$ ), длительности основной фазы ( $\tau$ )), измеренные непосредственно по более 2500 записям ощутимых и сильных землетрясений Кавказа, Узбекистана, запада США, Японии, юга Европы и других районов мира, краткое описание которых приведено в таблице 1. На рисунке 1а приведен пример этих измерений.

Объединением вышеозначенного набора зависимостей  $PGA(M, D)$  и измерений непосредственно по акселерограммам получены итоговые «среднестатистические» зависимости (пример также приведен на рисунке 1а).

Аналогичным образом при разработке «традиционных» (т.е. построенных по данным макросейсмических обследований) функций затухания, помимо вышеуказанных зависимостей  $I(M, D)$ , в анализ включены балльности из таблицы 1. Сюда же включены макросейсмические описания Лесогорско-Углегорского 15 марта 1924 г., Ашхабадского 5 октября 1948 г., Дагестанского 14 мая 1970 г., Газлийских 8 апреля и 17 мая 1976 г., 20 марта 1984 г., Спитакского 7 декабря 1988 г., Приморского 13 ноября 1990 г., Рачинского 29 апреля 1991 г., Нефтегорского 27 мая 1995 г., Алтайского 27 сентября 2003 г. и других сильных землетрясений. Пример таких данных приведен на рисунке 1б. Как и в случае пиковых амплитуд, объединением этих двух типов данных получены итоговые «среднестатистические» оценки, пример которых также показан на рисунке 1б.

Таблица 2 / Table 2.

**Наиболее вероятные значения логарифмов пиковых ускорений ( $lgPGA$ ), длительностей основной фазы ( $lg_{0,3}$ ), периодов ускорений с максимальной амплитудой ( $lgT_a$ ) и макросейсмических интенсивностей ( $I_T, I^*$ ) в ближней зоне потенциально опасных для территории РСО-Алания землетрясений разных магнитуд ( $\Delta$ ) и скорости изменения амплитуд, длительностей, периодов с расстоянием в дальней зоне ( $n_{PGA}, n_{0,3}, n_{Ta}$ ). «Средние» грунтовые условия.**

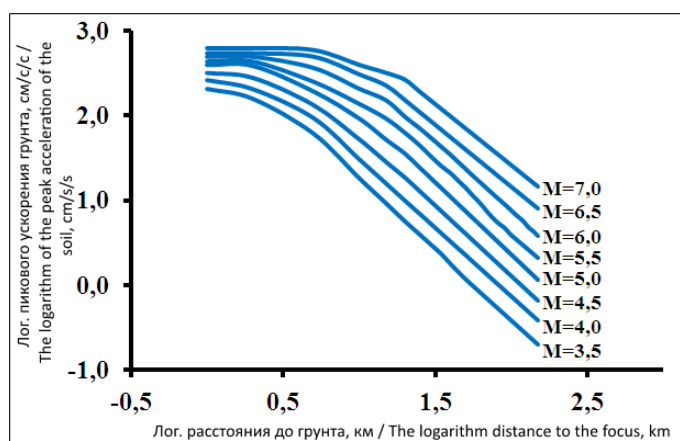
**$PGA$  – в см/с/с;  $T_a, 0,3$  – в с;  $I_T, I^*$  – в баллах MSK /**

**The most probable values of logarithms of peak accelerations ( $lgPGA$ ), durations of the main phase ( $lg_{0,3}$ ), acceleration periods with a maximum amplitude ( $lgT_a$ ) and macroseismic intensities ( $I_T, I^*$ ) in the near zone of potentially hazardous to the territory of the RNO-Alania earthquakes of different magnitudes ( $\Delta$ ) and the rate of the amplitudes change, durations, periods with distance in the far zone ( $n_{PGA}, n_{0,3}, n_{Ta}$ ). “Average” soil conditions.  $PGA$  – cm/s/s;  $T_a, 0,3$  – s;  $I_T, I^*$  – MSK**

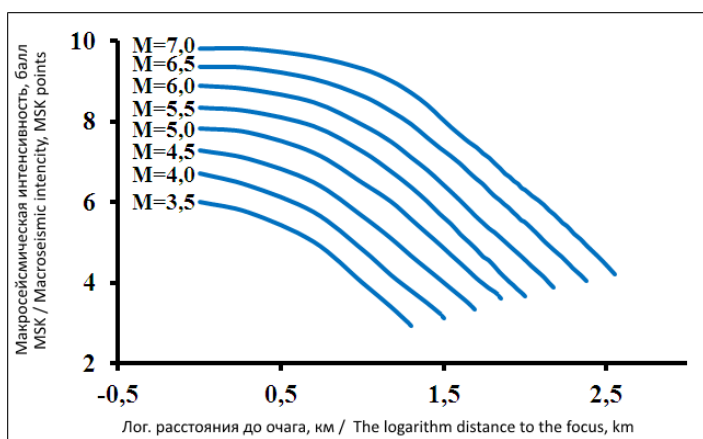
	Параметры сейсмических воздействий / Seismic Impact Parameters							
	$lgPGA$	$n_{PGA}$	$lg_{0,3}$	$n_{0,3}$	$lgT_a$	$n_{Ta}$	$I^*$	$I_T$
3,5	2,339	-1,65	-0,22	0,60	-0,90	0,14	6,13	6,07
4,0	2,427	-1,62	-0,06	0,60	-0,82	0,14	6,66	6,71
4,5	2,505	-1,59	0,10	0,60	-0,75	0,14	7,19	7,27
5,0	2,590	-1,56	0,26	0,60	-0,68	0,14	7,76	7,82
5,5	2,640	-1,53	0,43	0,60	-0,61	0,14	8,26	8,35
6,0	2,690	-1,50	0,59	0,60	-0,54	0,14	8,77	8,88
6,5	2,740	-1,47	0,75	0,60	-0,47	0,14	9,29	9,35
7,0	2,790	-1,44	0,91	0,60	-0,40	0,14	9,82	9,80

Для получения итоговых, приближенных к региональным условиям моделей, в вышеописанные «среднестатистические» оценки введены соответствующие поправки. Коррекция выполнена с учетом сопоставительных оценок, полученных ранее нами, а также другими исследователями для сейсмоактивных районов мира, с разными сеймотектоническими условиями. Корректирующие (повышающие ~ на 5-15% уровни амплитуд и балльности в ближних зонах землетрясений) коэффициенты, приняты на основании результатов многочисленных исследований, свидетельствующих о сравнительно более высоком уровне макросейсмических эффектов в эпицентральных зонах северокавказских землетрясений.

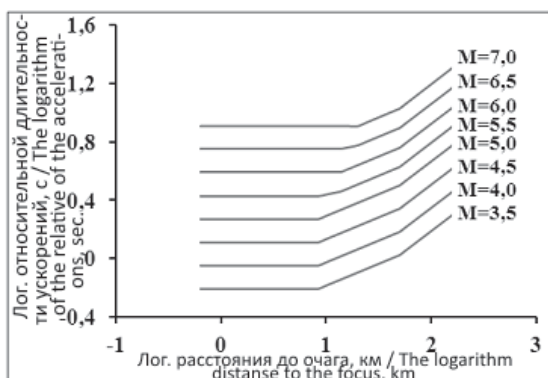
Исследуемый район преимущественно расположен в горной области, характеризующейся раздробленностью земной коры и, как следствие, повышенным (по сравнению с платформами) затуханием сейсмических сигналов с расстоянием. Поэтому в итоговых моделях скорости затухания амплитуд и балльности с расстоянием увеличены на 5-15% по сравнению с исходными «среднестатистическими» зависимостями. Для периодов и длительностей колебаний, в соответствии с рекомендациями [Свод..., 2018; Чернов Ю., Чернов А., 2017] приняты «среднестатистические» оценки, как для ближней зоны, так и на разных удалениях от очага.



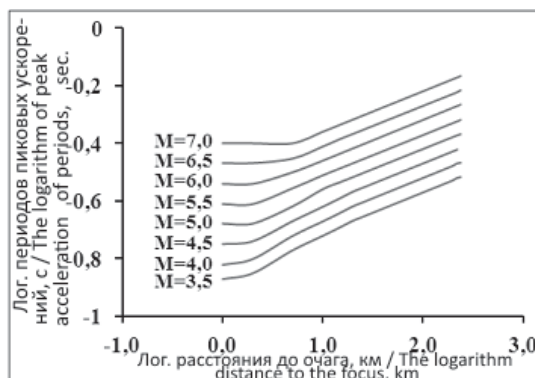
a



b



c



d

Рис. 2. Оценки наиболее вероятных значений пиковых ускорений грунта (а), макросейсмической балльности сотрясений (б), периодов максимальных ускорений (в) и относительных длительностей (г) на различных расстояниях от очагов потенциально опасных для территории РСО-Алания землетрясений разных магнитуд (М) в «средних» грунтовых условиях /

Fig. 2. Estimates of the most probable values of peak ground accelerations (a), macroseismic intensity of vibrations (b), periods of maximum accelerations (c) and relative durations (d) at various distances from sources of earthquakes of various magnitudes (M) potentially dangerous for the territory of North Ossetia-Alania in “medium” ground conditions

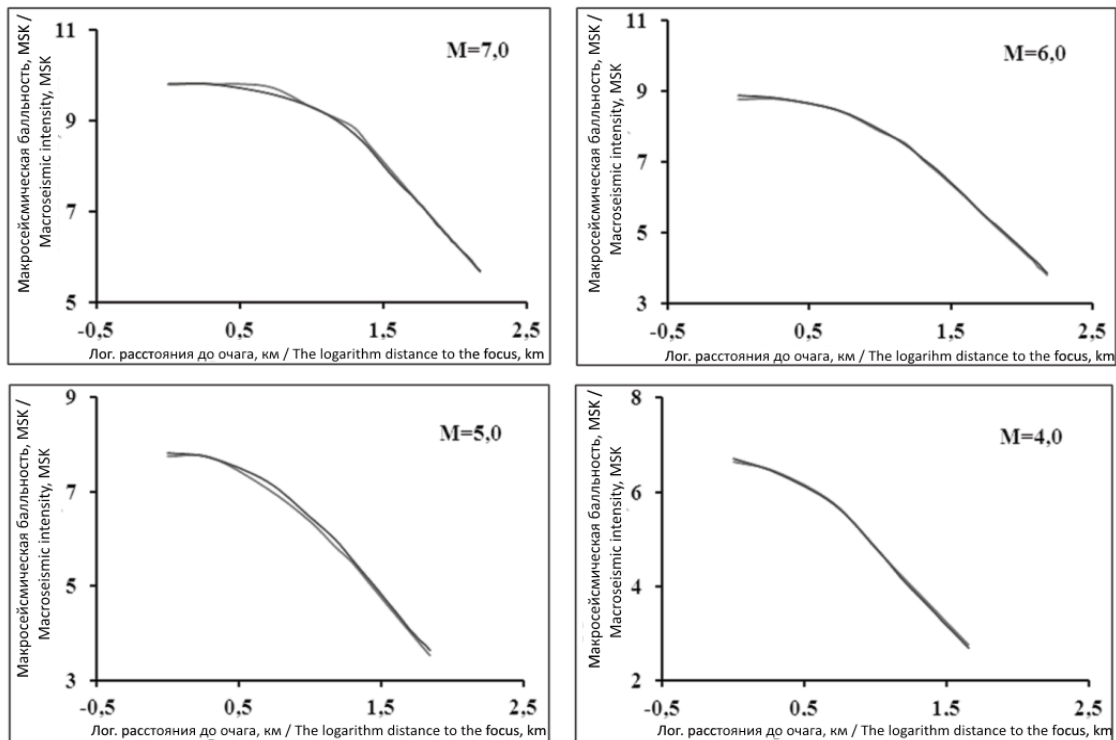


Рис. 3. Сопоставления значений функционала  $I^*$  ( $PGA$ ,  $T_{a,0.3}$ ), рассчитанных для различных расстояний до очага землетрясений разных магнитуд ( $M$ ) с «традиционными» кривыми затухания балльности. Территория PCO-Алания, «средние» грунтовые условия /

Fig. 3. Comparison of the values of the functional  $I^*$  ( $PGA$ ,  $T_{a,0.3}$ ), calculated for different distances to the source of earthquakes of different magnitudes ( $M$ ) with the “traditional” curves of the intensity attenuation. Territory of North Ossetia-Alania, “average” ground conditions

## Результаты и обсуждение

Модели пиковых амплитуд, периодов и длительностей ускорений колебаний грунта. В таблице 2 приведены итоговые оценки  $PGA$  для потенциально опасных для исследуемой территории землетрясений. Эти значения, в соответствии с принятыми математическими процедурами (см. выше) и коэффициентами затухания ( $n_{PGA}$ ), пересчитаны на различные удаления от очагов. Графики показаны на рисунках 1а и 2а. Стандартные отклонения  $\sigma_{lgPGA}$ , приняты равными 0,25 для землетрясений всех  $M$  и  $D$ .

В таблице 2 приведены также принятые с учетом рекомендаций [Чернов, 1989; Штейнберг и др. 1993; Чернов Ю. Чернов А., 2017] оценки длительностей колебаний, на уровнях превышающих 0,3 от максимума ( $lg\tau_{0.3}$ ) и периодов пиковых ускорений  $T_a(M, D)$ . Скорости возрастания с расстоянием величин  $\tau_{0.3}$  и  $T_a$  в дальней зоне также приведены в таблице 2. В промежуточной зоне скорость возрастания  $\Delta lg\tau_{0.3} / \Delta lgD$  составляет  $0,50n_{\tau_{0.3}}$ . Стандартные отклонения величин  $lg\tau_{0.3}(M, D)$  и  $lg T_a(M, D)$  для всех  $M$  и  $D$  равны 0,30 и 0,20, соответственно. Графики моделей  $\tau_{0.3}(M, D)$  и  $T_a(M, D)$  показаны на рисунках 2в и 2г.

Модели макросейсмической интенсивности (балльности) сотрясений грунта. Графики «традиционных» функций затухания  $I(M, D)$ , разработанные на основе откорректированных «среднестатистических» соотношений приведены на рисунках 1б и 2б. Стандартные отклонения приняты равными  $s_{I^*} \approx 0,4$  балла  $MSK$  для всех  $I$  и  $D$ .

При оценке качества различных версий моделей СДГ и степени их пригодности для прогнозирования сейсмической опасности следует (см., например, [Cotton et al., 2006; Danciu et al., 2016]) обращать внимание на согласованность и непротиворечивость рассматриваемых параметров СДГ. Мы называем такой анализ проверкой на «внутреннюю» и «внешнюю» согласованность.

Для проверки на «внутреннюю» согласованность (т. е. согласованность между собой) параметров  $PGA$ ,  $T_a$  и  $\tau_{0,3}$  выполнен их пересчет в соответствующие балльности сотрясений. Для этого использован модернизированный нами функционал:

$$I^* = (0,222M + 1,146) \lg PGA + 0,300 \lg T_a + 0,450 \lg \tau_{0,3} + 2,000, \quad (1)$$

где  $M$  – магнитуда землетрясения;  $I^*$  – в баллах  $MSK$ ;  $PGA$  – в см/с/с;  $T_a$  и  $\tau_{0,3}$  – в с.

Результаты, для ближней зоны показаны в таблице 2. Здесь же даны балльности, оцененные по «традиционным моделям» –  $I_T$ . На рисунке 3 сопоставлены значения  $I^*$  и  $I_T$ , рассчитанные для землетрясений различных  $M$  и  $D$ .

В целом тесты на «внутреннюю» согласованность показывают, что разработанный комплекс моделей СДГ хорошо сбалансирован по всем параметрам колебаний и макросейсмической интенсивности сотрясений во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд и расстояний – все моделируемые параметры увязаны между собой и «подтверждают» друг друга.

Сравнивая наши модели амплитуд ускорений с некоторыми другими известными зависимостями  $PGA(M, D)$  (тест на «внешнюю согласованность») можно видеть следующее. Согласно соотношениям [Свод правил..., 2017] при землетрясениях с  $M=5,0-5,5$  и  $D=10-12$  км наиболее вероятные значения пиковых ускорений составляют  $\sim 0,17-0,23g$  против  $0,20-0,25g$  по моделям настоящего исследования. Оценки по [Sadigh et al., 1986] для землетрясений с  $M=5,5$  и  $D=3,0$  км дают  $PGA=0,25g$ , из [Boor et al., 1994] –  $PGA=0,20g$ , из [Campbell, Bozorgnia, 1994] –  $PGA=0,34g$  против  $PGA=0,40g$  по нашей модели.

Таким образом, разработанные модели СДГ являются достаточно реалистичными и на близких расстояниях несколько завышающими значения  $PGA$  по сравнению с аналогичными оценками для некоторых других районов. С увеличением расстояний сравниваемые оценки выравниваются. Схожий результат наблюдается и при сравнении моделей балльности. Такой консерватизм наших моделей на данный момент представляется оправданным, так как он, с одной стороны, связан с особенностями сейсмогеологической ситуации исследуемого района, а с другой – уменьшает риск недооценки сейсмической опасности, которая может возникнуть в условиях ограниченности исходных данных.

В целом же выполненные сопоставления свидетельствуют о высокой степени, как «внутренней», так и «внешней» согласованности моделей всех моделируемых характеристик СДГ по всему ряду потенциально опасных для территории РСО-Алания землетрясений, что говорит в пользу их реалистичности и надежности.

### Заключение

На основании изложенного и имея в виду принципы современного вероятностного анализа сейсмической опасности (по зарубежной терминологии probabilistic seismic hazard analysis или PSHA), в общем случае, предполагающего при производстве вероятностных оценок использование нескольких альтернативных версий, можно сделать следующие выводы:



1. Разработанные модели пиковых амплитуд, периодов и длительностей колебаний, а также макросейсмических интенсивностей сотрясений грунта отвечают основным требованиям международной и отечественной инженерно-сейсмологической практики. Они хорошо сбалансированы, непротиворечивы и позволяют учитывать особенности сильных землетрясений региона.

2. Характеристики этих моделей позволяют рекомендовать их для использования либо самостоятельно, либо в виде одной из альтернатив при РSHA в целях ДСР территории РСО-Алания. Наряду с другими разработками в подходящих сейсмо-тектонических условиях их можно также применять и при производстве «детерминистских» (например, «сценарийных») оценок возможных сейсмических воздействий.

3. Предлагаемые модели СДГ являются одним из этапов или вариантов в ряду возможных решений, которые в дальнейшем по мере поступления новых данных должны совершенствоваться, детализироваться и уточняться.

### Литература

1. Афанасьева В. В. *Онтология научной неопределенности*. – Саратов: Наука, 2008. – 108 с.

2. Оскорбин Л. С., Бобков А. О. Макросейсмическое проявление землетрясений на территории южной части Дальнего Востока. // В кн. *Геодинамика тектоносферы зоны сочленения тихоого океана с Евразией*. Том VI «Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. ИМГиГ ДВО РАН Южно-Сахалинск. – 1977. – С. 45-74.

3. Свод правил СП XXX1325800.2017. *Детальное сейсмическое районирование и сейсмомикрорайонирование для территориального планирования* (Первая редакция). Издание официальное. – М. – 2017. – 32с. URL: [http://nopriz.ru/upload/iblock/9b4/sp\\_seism\\_raion.pdf](http://nopriz.ru/upload/iblock/9b4/sp_seism_raion.pdf)

4. Свод правил СП 14.13330.2018. *Строительство в сейсмических районах*. СНиП II 7-81\*М. Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации. – М. – 2018. – 126 с.

5. *Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г.* / Отв. ред. В. И. Бунэ, Г. П. Горшков. – М.: Наука, 1980. – 307 с.

6. Соколов В. Ю. О Моделировании пространственного распределения сильных движений грунта при оценках сейсмической опасности и риска. // *Вопросы инженерной сейсмологии*. – 2012. – Т. 39. №2. – С. 5-22.

7. Чернов Ю. К. *Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий*. – Ташкент: Изд-во «ФАН», 1989. – 295 с.

8. Чернов Ю. К., Чернов А. Ю. Вероятностные модели сейсмических воздействий для прогнозирования сейсмической опасности в инженерных целях // *Геология и геофизика Юга России*. – 2017. – №2. – с. 116-128.

9. Шебалин Н. В. Оценка размеров и положения очага Спитакского землетрясения по макросейсмическим данным // *Вопросы инженерной сейсмологии*. Вып. 32. – М.: Наука, 1991. – С. 36-44.

10. Штейнберг В. В., Сакс М. В., Аптикаев Ф. Ф. и др. *Методы оценки сейсмических воздействий (пособие)*. // *Вопросы инженерной сейсмологии*, Вып. 34. – М.: Наука, 1993. – С. 5-94.

11. Ambraseys N.N., Bommer J.J. The attenuation of ground accelerations in Europe. // *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* – 1991. – V. 20. – Pp. 1179-1202.
12. Bommer J.J., Scherbaum F. The use and misuse of logic trees in probabilistic seismic hazard analysis // *Earthq. Spectra.* – 2008. – V. 24 (4). – Pp. 997-1009.
13. Boore D. M., Atkinson G. M. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. // *Earthquake Spectra.* – 2008. – V. 24 (1). – Pp. 99-138.
14. Boore D. M., Joyner W. B., Fumal T. E. Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations From Western North American Earthquake: An Interim Report. Part 2. // *U.S. Geological Survey Open – File Report.* – 1994. – Pp. 94-127.
15. Campbell K. W., Bozorgnia Y. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5%-damped linear elastic response spectra at periods ranging from 0.1 s to 10.0 s. // *Earthquake Spectra.* – 2008. – V. 24 (1). – Pp. 139-171. <https://doi.org/10.1193/1.2857546>
16. Campbell K. W., Bozorgnia Y. Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration From Worldwide Accelerograms Recorded from 1957 to 1993 // In: *Proceedings, Fifth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, July 10-14 1994 Chicago.* Earthq. Engin. Resear. Instit, Oakland, California. – 1994. – Vol. III. – Pp. 283-292.
17. Chandra V. Attenuation of intensities in the United States. // *BSSA.* – 1979. – V. 69. – Pp. 2003-2024.
18. Danciu L., Kale O., Akkar S. The 2014 earthquake model of the Middle East: ground motion model and uncertainties // *Bulletin of Earthquake Engineering.* – 2016.
19. Howell W. F., Schultz T. R. Attenuation of Modified Mercalli Intensity with distance from Epicenter // *BSSA.* – 1975. – V. 65. – Pp. 651-665.
20. Jimenez M. H., Garcia-Fernandez M. et al. Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region // *The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999.* // *Annali di Geofisica.* – 1999 December. – Vol. 42. № 6. – Pp. 1057-1065.
21. Jonathan, E. Some aspects of seismicity in Zimbabwe and Eastern and Southern Africa. // *M. Sc. Thesis, Institute of Solid Earth Physics, University Bergen.* – Bergen, Norway. – 1996. – Pp. 100.
22. Joyner W. B., Boore D. M. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion recordings including recordings from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. // *Bull Seismol Soc Am* 71. – 1981. – Pp. 2011-2038.
23. Joyner, W. B., Boore D. M. Measurement, characterization and prediction of strong ground motion. // *Proceedings Earthquake Engineering Soil Dynamics, v. II, GT Div. ASCE, Park City, UT, June 27-30, 1988.* – 1988. – Pp. 43-102.
24. Joyner, W. B., Boore D. M. Methods of regression analysis of strong motion data. // *BSSA.* – 1993. – V. 83. – Pp. 469-487.
25. Kale Ö, Akkar S. A ground-motion logic-tree scheme for regional seismic hazard studies. // *Earthquake Spectra.* – 2017. – Vol. 33. № 3. – Pp. 837-856.
26. Sabetta F., Pugliese A. Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion record // *BSSA.* – 1987. – V. 77. – Pp. 1491-1513.
27. Sadigh K., Egan J., Youngs R. Specification of Ground Motion for Seismic Design of Long Period Structures. // *Earthquake Notes.* – 1986. – Pp. 57-132.
28. Shedlock K. M. Seismic hazard map of North and Central America and the Caribbean // *The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999.* // *Annali di Geofisica, vol. 42, N 6 December 1999.* – 1999. – Pp. 977-997.

29. Smith P., Arzumanyan V., Javakhichvili Z. et. al. The Digital Accelerograph Network in the Caucasus // Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction. Kluwer Academic Publishers. – 2000. – Pp. 109-118.

30. The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. // Summary Volume. *Annali di Geofisica*. Vol. 42, N 6. December 1999. – 1999. – 1232 p.

31. Twesigomwe E. Probabilistic seismic hazard assessment of Uganda, Ph. D. // Thesis, Dept. of Physics, Makerere University, Uganda. – 1997.

32. Zaalishvili V. B., Chernov Yu. K. Methodology of Detailed Assessment of the Seismic Hazard of the Republic of North Ossetia-Alania. // *The Open Construction and Building Technology Journal*. – 2018. – № 12. – Pp. 309-318.

---

---

## GEOFYSICS

---

---

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31980

# Models of strong ground motions for probabilistic detailed seismic zoning of the territory of North Ossetia-Alania. Part I

**Y. K. Chernov<sup>1</sup>, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., A. Y. Chernov<sup>2</sup>,  
Cand. Sci. (Tech.), M. I. Chitishvili<sup>1</sup>, Postgraduate Student**

<sup>1</sup>Geophysical Institute Vladikavkaz Scientific Center Russian Academy of Sciences,  
93a Markova Str., Vladikavkaz 362002, Russia, e-mail: chenta-26@mail.ru;

<sup>2</sup>Institute of Construction in the North-Caucasian Federal University, Russia, 355029,  
Stavropol Krai, Stavropol, 355029, Russia, Kulakov str., 2

**Abstract:** In RNO-Alania studies to establish a new probabilistic maps of the Detailed Seismic Zoning (DSZ) are being conducted. An integral part of these studies is the development of effective models of Strong Ground Motion (SGM) in potentially dangerous earthquakes in the region. In the first part of the article devoted to these studies, the models of single characteristics SGM – Peak Ground Accelerations (PGA), periods of accelerations with maximum amplitude ( $T_a$ ), durations of the main phase of oscillations ( $\tau$ ), as well as macroseismic intensity (score) of shaking ( $I$ ) are considered. The models are presented in the form of statistically given functions of probabilities distribution of random variables (values of fluctuations parameters and force of ground shaking) at various magnitudes of earthquakes ( $M$ ) and distances to the center ( $D$ ). Models were built in two stages. First, the “average” change functions with the distance PGA ( $M, D$ ),  $T_a$  ( $M, D$ ),  $\tau$  ( $M, D$ ) and  $I$  ( $M, D$ ) are determined. Then, by introducing corrective amendments into these dependences, they were brought to close the conditions of the investigated territory of the RNO-Alania. “Average” dependences were based on the analysis of a large amount of initial data on instrumental registration and macro-seismic descriptions of strong earthquakes. Two types of data were used. The first is a collection of 35 and 24 known and tested empirical dependences of PGA ( $M, D$ ) and  $I$  ( $M, D$ ), built by different authors for different seismic regions of the world. The second is direct measurements

of more than 2,500 accelerograms of the world's palpable and strong earthquakes, which have a simultaneous assessment of the shaking strength at the point of registration. Also used the macroseismic descriptions of several tens of strong earthquakes in the territory of the Russian Federation and other countries. Corrective amendments are determined on the basis of the analysis of general seismotectonic conditions of the territory, features of the medium of seismic disturbances, mechanisms of foci and other characteristics of the study area affecting the simulated parameters of SGM. To verify the reliability and realism of the developed models, a cross-comparison (among themselves) obtained on the basis of their estimates of PGA,  $T_a$ ,  $\tau$  and  $I$ . The comparison of the obtained models with the developments of other authors for other areas is also carried out. In all cases, there is a high level of consistency and connectivity in the results obtained in this study. In general, the developed models are in agreement with the basic requirements of international and domestic engineering-seismological practice, contribute to the accuracy and reliability of probabilistic seismic hazard assessments at the regional level and can be used for the purposes of DSZ of the territory of the Russian Federation in the production of both probabilistic and deterministic ("scenario") assessments.

**Keywords:** earthquakes, strong ground motions, probable seismic effects, macroseismic intensity, seismic vibrations.

**For citation:** Chernov Yu. K., Chernov A. Yu., Chitishvili M. I. Models of strong ground motions for probabilistic detailed seismic zoning of the territory of North Ossetia-Alania. Part I. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 95-108. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31980.

## References

1. Afanas'eva V. V. Ontology of scientific uncertainty. Saratov: Nauka, 2008. 108 p. (in Russ.)
2. Oskorbin L. S., Bobkov A. O. Macroseismic effect of earthquakes in the southern part of the Far East. In the book. Geodynamics of the tectonosphere of the junction of the Pacific Ocean with Eurasia. Volume VI "Problems of seismic hazard of the Far Eastern region. IMGIG FER RAS Yuzhno-Sakhalinsk. 1977. Pp. 45-74. (in Russ.)
3. Set of rules SP XXX1325800.2017. Detailed seismic zoning and seismic microzonation for spatial planning (First edition). Official publication. M. 2017. 32 p. URL: [http://nopriz.ru/upload/iblock/9b4/sp\\_seism\\_raion.pdf](http://nopriz.ru/upload/iblock/9b4/sp_seism_raion.pdf) (in Russ.)
4. Set of rules SP 14.13330.2018. Construction in seismic areas. SNIIP II 7-81 \* M. Ministry of Construction and Housing and Communal Services of the Russian Federation. M. 2018. 126 p. (in Russ.)
5. Seismic zoning of the USSR. Methodical foundations and regional description of the 1978 map / Resp. ed. V. I. Bune, G. P. Gorshkov. M.: Nauka, 1980. 307 p. (in Russ.)
6. Sokolov V. Yu. On the modeling of the spatial distribution of strong ground motion in seismic hazard and risk assessment. Questions of engineering seismology. 2012. Vol. 39. No. 2. Pp. 5-22. (in Russ.)
7. Chernov Yu. K. Strong ground motions and quantitative assessment of seismic hazard of territory. Tashkent: Publishing House "FAN", 1989. 295 p. (in Russ.)
8. Chernov Yu. K., Chernov A. Yu. Probabilistic models of seismic effects for seismic hazard prognosis for engineering purposes. *Geology and Geophysics of the South of Russia*. 2017. No. 2. Pp. 116-128. (in Russ.)
9. Shebalin N. V. Estimation of the size and position of the source of the Spitak earthquake using macroseismic data. *Issues of engineering seismology*. Issue 32. M.: Nauka, 1991. Pp. 36-44. (in Russ.)
10. Shteinberg V. V., Saks M. V., Aptikaev F. F. et al. Methods for assessing seismic effects (manual). *Problems of engineering seismology*, Vol. 34. M.: Nauka, 1993. Pp. 5-94. (in Russ.)
11. Ambraseys N. N., Bommer J. J. The attenuation of ground accelerations in Europe. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* 1991. V. 20. Pp. 1179-1202.
12. Bommer J. J., Scherbaum F. The use and misuse of logic trees in probabilistic seismic hazard analysis. *Earthq. Spectra*. 2008. V. 24 (4). Pp. 997-1009.
13. Boore D. M., Atkinson G. M. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*. 2008. V. 24 (1). Pp. 99-138.

14. Boore D. M., Joyner W. B., Fumal T. E. Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations from Western North American Earthquake: An Interim Report. Part 2. U. S. Geological Survey Open – File Report. 1994. Pp. 94-127.
15. Campbell K. W., Bozorgnia Y. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5%-damped linear elastic response spectra at periods ranging from 0.1 s to 10.0 s. *Earthquake Spectra*. 2008. V. 24 (1). Pp. 139-171. <https://doi.org/10.1193/1.2857546>
16. Campbell K. W., Bozorgnia Y. Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration From Worldwide Accelerograms Recorded from 1957 to 1993 In: *Proceedings, Fifth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, July 10-14 1994 Chicago*. Earthq. Engin. Resear. Instit, Oakland, California. 1994. Vol. III. Pp. 283-292.
17. Chandra V. Attenuation of intensities in the United States. *BSSA*. 1979. V. 69. Pp. 2003-2024.
18. Danciu L., Kale Ö., Akkar S. The 2014 earthquake model of the Middle East: ground motion model and uncertainties. *Bulletin of Earthquake Engineering*. 2016.
19. Howell W. F., Schultz T. R. Attenuation of Modified Mercalli Intensity with distance from Epicenter. *BSSA*. – 1975. V. 65. – pp. 651-665.
20. Jimenez M. H., Garcia-Fernandez M. et al. Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region. The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. *Annali di Geofisica*. 1999 December. Vol. 42. No. 6. Pp. 1057-1065.
21. Jonathan, E. Some aspects of seismicity in Zimbabwe and Eastern and Southern Africa. M.Sc. Thesis, Institute of Solid Earth Physics, University Bergen. Bergen, Norway. 1996. Pp. 100.
22. Joyner W. B., Boore D. M. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion recordings including recordings from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull Seismol Soc Am* 71. 1981. Pp. 2011-2038.
23. Joyner, W. B., Boore D. M. Measurement, characterization and prediction of strong ground motion. // *Proceedings Earthquake Engineering Soil Dynamics, v. II, GT Div. ASCE, Park City, UT, June 27-30, 1988*. – 1988. – pp. 43-102.
24. Joyner, W. B., Boore D. M. Methods of regression analysis of strong motion data. // *BSSA*. 1993. V. 83. Pp. 469-487.
25. Kale Ö., Akkar S. A ground-motion logic-tree scheme for regional seismic hazard studies. *Earthquake Spectra*. 2017. Vol. 33. No. 3. Pp. 837-856.
26. Sabetta F., Pugliese A. Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion record // *BSSA*. – 1987. – V. 77. – pp. 1491-1513.
27. Sadigh K., Egan J., Youngs R. Specification of Ground Motion for Seismic Design of Long Period Structures. *Earthquake Notes*. 1986. Pp. 57-132.
28. Shedlock K. M. Seismic hazard map of North and Central America and the Caribbean. The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. *Annali di Geofisica*. Vol. 42. No. 6. December 1999. Pp. 977-997.
29. Smith P., Arzumanian V., Javakhichvili Z. et. al. The Digital Accelerograph Network in the Caucasus. *Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction*. Kluwer Academic Publishers. 2000. Pp. 109-118.
30. The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. // *Summary Volume*. *Annali di Geofisica*. Vol. 42. No. 6. December 1999. 1232 p.
31. Twesigomwe E. Probabilistic seismic hazard assessment of Uganda, Ph. D. Thesis, Dept. of Physics, Makerere University, Uganda. 1997.
32. Zaalishvili V. B., Chernov Yu. K. Methodology of Detailed Assessment of the Seismic Hazard of the Republic of North Ossetia-Alania. *The Open Construction and Building Technology Journal*. 2018. No. 12. Pp. 309-318.

## GEOHAZARDS

УДК 551.435.627

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31981

## Landslide risk in mountain areas

V. B. Svalova<sup>1,2</sup>, Cand. Sci. (Phys.-Math.), V. B. Zaalishvili<sup>2</sup>,  
Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., G. P. Ganapathy<sup>3</sup>, Ph. D., Prof., A. V. Nikolaev<sup>2,4</sup>,  
Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., D. A. Melkov<sup>2</sup>, Cand. Sci. (Tech.)

<sup>1</sup> Sergeev Institute of Environmental Geoscience of the RAS, Russia, 101000,  
Moscow, Ulansky pereulok, 13, building 2

<sup>2</sup> Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Centre of the Russian Academy of  
Sciences, 93a, Markova street, Vladikavkaz, 362002, e-mail: cgi\_ras@mail. ru

<sup>3</sup> Centre for Disaster Mitigation and Management, Vellore Institute of Technology,  
India, 632014, Vellore, Tamil Nadu

<sup>4</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Russia, 123995, Moscow,  
Bolshaya Gruzinskaya Str., 10

**Abstract.** Landslide is a major geological hazard, which poses serious threat to human population and various infrastructures. Landslides occur very often together with other natural disasters such as earthquakes, floods or snow melting and volcanoes that play role of triggering mechanism for landslides. Mountainous areas are vulnerable to landslides and have also been affected by earthquakes. Mountainous and coastal areas are the most affected regions. Landslides cause huge damage in the world and kill many people each year. Paper is devoted to landslides research on the base of risk analysis, assessment, management and reduction concept. Landslide Risk Management is seen as a series of events leading to landslides risk reduction and avoiding. It includes landslides monitoring, landslide forecast, engineering works, slopes strengthen, insurance and others. Paper also considered India, China and Russia case studies including Kolka disaster on 20 September 2002 and other related disasters. Kazbek volcanic center is characterized by the complex interrelationship of various hazardous geological processes. Disasters of 2002 and 2014 caused by ice-rock fall govern importance of investigation of the area. The network recorded a collapse of the mass of ice and rocks in the region of the Devdorak glacier on May 17, 2014 and the movement of the formed stone-ice avalanche. In India, the Himalayas are prone to landslides, particularly in monsoon season, from months of June to October. Various types of landslides occur in Himalayas, including block slumping, debris flow, debris slide, rock fall, rotational slip and slump. Generally landslides are triggered by heavy or prolonged rainfall. Landslides cause severe damage to lives and property while also causing disruption in communication networks and movement of traffic.

**Keywords:** landslide, risk, risk management, risk assessment, risk reduction, monitoring

**Acknowledgments:** The research was supported by Russian Science Foundation (Project No. 19-47-02010, "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India").

**For citation:** Svalova V.B., Zaalishvili V.B., Ganapathy G.P., Nikolaev A.V., Melkov D. A Landslide risk in mountain areas. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 109-127. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31981.

## 1. Introduction

Landslide is a major geological hazard, which poses serious threat to human population and various infrastructures like highways, rail routes and civil structures like dams, buildings and others. The idea that landslide could occur is frightening people in every

area prone to such phenomena. That is because the effects of landslides can be devastating, leaving thousands of people without home and threatening their lives.

Landslides occur very often together with other natural disasters such as earthquakes, floods or snow melting and volcanoes that play role of triggering mechanism for landslides.

Landslides are caused by different factors, but three of them are predominantly important. They are slope saturation with water, seismic activity and volcanic activity.

These phenomena often occur at the same time and in the same area.

Certain mountainous areas are vulnerable to landslides but have also been affected by earthquakes.

When an earthquake occurs, the risk for a landslide grows very high. Ground shaking allows water to infiltrate between ground layers. Then layers slide on one another. Ground shaking causes rock falls also.

Volcanic activity is the factor of the most devastating landslides. Lava melts snow and causes a deluge of rock, soil, ash, and water which rushes down on the slopes of the volcano. The deluge devastates everything during moving. Volcanic debris flows at great distances. They damage the structures in areas around the volcano. There were many cases when the eruption of a volcano triggered great landslides.

Mountainous and coastal areas are the most affected regions, but that does not mean that the other areas are safe.

Landslides cause huge damage in the world and kill many people every year. Casualties are caused by debris flow, rock slides and rock falls. It is necessary to understand and to know how landslides are formed and how they act for protection people and constructions from its destructive action. [Kutepov et al., 2002; Osipov et al., 2002; Svalova 2011].

The word "landslide" describes different processes that have as a result the movements of materials like soil, rock, earth, mud, debris, artificial fill, snow, ice, ash, combination of these materials and others.

When these materials start moving, they may be falling, toppling, sliding, spreading, flowing and others. According to the moving trajectory the landslides could be rotational or translational. There are some specific types of slides or mass movements as lahars, solifluction, avalanches, glaciers and others.

Landslides are associated with mountainous areas, but they also affect low relief areas. In this case the trigger factors could be failures determined by building or roadway excavations, collapse of mine piles, slope failures associated with quarries, lateral spreading landslides, river bluff failures and others.

Depending on the location and type of human activity, the landslide effect could be lessened. People should know hazard zones and avoid activities like digging in such areas.

For systematic analysis of landslide hazard it is fruitful to use the notion of risk.

Geological risk is a relatively new and not fully explored concept. [Corominas et al., 2014; Ragozin, 2003; Svalova, 2017]. There are many definitions of geological risk. And often scientific study or scientific approach to the problem begins with a presentation of the author's position and the choice of the definition of geological risk for the problem under consideration. One of the most common approach defines that risk is the expectation of the damage, or risk is the product of the probability of possible hazardous events on the damage produced by.

Vulnerability to landslides depends on location, frequency of landslide events, type of human activity in the area and other factors.

## 2. Landslides – natural risk phenomena with complex impact

The word “landslide” particularly represents only a type of movement that is slide. However it is generally used as a term to cover all the types of land movements including falls, creep, spreads, flows and other complex movements. A correct term to represent all these movements may be “mass movement.” However the term “landslide” has been accepted and is being used commonly around the world as a synonym of “mass movement.”

Sliding of huge debris, rocks and other material down the slope is considered as “Landslides.” Landslides occur along with earthquakes, floods and volcanic eruptions. Landslides are common in mountainous regions and steep slopes.

Landslides take place in different parts of the world. The biggest and the most active ones are connected with earthquakes and volcanoes near tectonic plates boundaries in collision and subduction zones and Pacific Ring of Fire.

The social impact of landslides is significant and it increases due to the expansion of human activity and settlements in areas of risk. The landslides often are triggered by

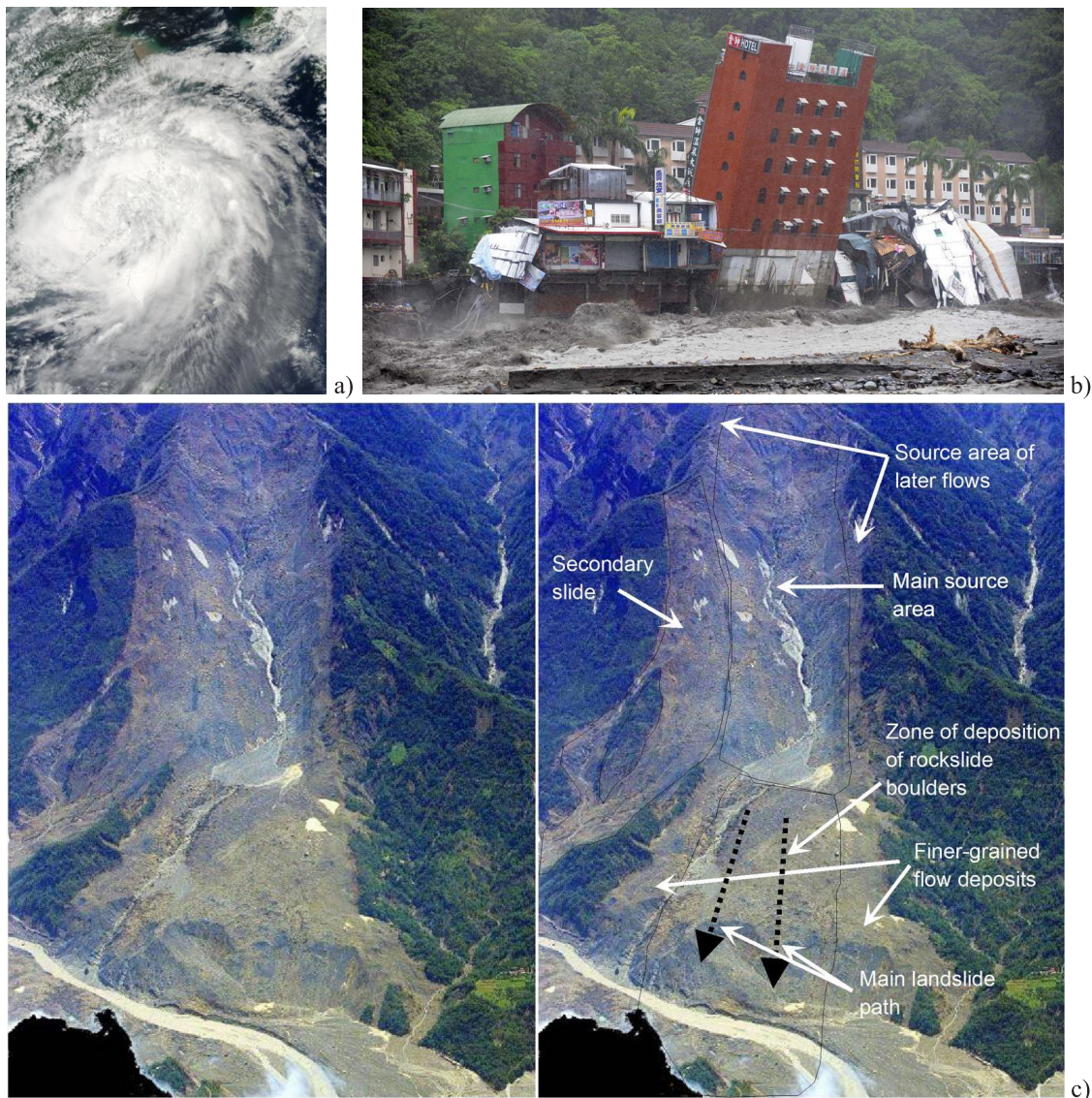


Figure 1. a) Typhoon Morakot on August 9, 2009; b) Falling Hotel in Taiwan after Typhoon Morakot; c) Landslides in Taiwan's Shiaolin after typhoon Morakot in 2009 (USGS)



rainfalls and earthquakes. Landslides due to heavy rains occur in mountainous areas. So a 296.5 cm precipitation event due to Typhoon Morakot in 2009, the deadliest typhoon to impact Taiwan in recorded history, resulted in deep-seated landslides in Taiwan's Shiaolin (Figure 1).

Other cases of recent deep-seated landslides happened in 2011 in Kii Peninsula, Japan, and in 2013 in Uttarakhand, India.

Among significant factors determining slope instability are landscape modifications, such as changes in slope geometry, construction of infrastructure, terracing, slope excavations, loading, mining, disturbances to the equilibrium of slopes produced by vibrations, water linkage, land-use changes, deforestation and others.

Development of human activity in mountainous areas, urbanization, and lack of good territorial planning and management, together with earthquakes and significant rainfalls produce dangerous scenarios for landslide disasters.

There are many different classifications of landslides but the classic one is Varnes D.J. classification [Varnes, 1978] on the base of 5 types of movement (fall, topple, slide, spread and flow) and 3 types of material (rock, debris and earth) (Table 1).

Also there are complex movements changing their type during process and having some stages. It is necessary to stress the principal difference between fall and topple from one side and slide, spread and flow from another side, as first two occur with destruction of continuous medium and last three take place without separation from sliding surface as a rule. This difference is important for landslides modeling.

**Table 1. Landslides classification**

Type of Movement	Type of Material
Bedrock	Debris Earth
Fall	Rock fall Debris fall Earth fall
Topple	Rock topple Debris topple Earth topple
Slide	Rock slide Debris slide Earth slide
Spread	Rock spread Debris spread Earth spread
Flow	Rock flow Debris flow Earth flow

Earth slide is the most typical landslide. Slide can be rotational and translational depending on the movement trajectory. Rotational slides arise in continuous media where sliding surface reflects stress state of the landslide body. Translational slides arise mostly in layered medium or if sliding surface already exists reflecting higher density of lower soils and rocks. Also there can be snow, ice, mud, soil, sand, silt, loess, clay, lava, ash, water and other materials in landslide body. And the names of gravitational processes and events can be avalanche, creep, slump, solifluction, lahar, glacier, iceberg and others. But all of them can be described on the base of the main table. So avalanche is snow slide. Lahars (Indonesian word) are dangerous mud flows of volcanic ash mixed with water generated by volcanic eruptions that travel far beyond the volcano. Solifluction is the movement of wet soil down a slope, especially where frozen subsoil acts as a barrier to the percolation of water. Solifluction is relatively rapid processes in periglacial regions and can result in the active development of slopes.

Mass movement can be with different velocity. One of possible scale is in Table 2 (after Cruden and Varnes [Cruden, Varnes, 1996]).

**Table 2. Landslide velocity scale**

Velocity class	Description	Typical velocity
7	Extremely rapid	5 m/sec
6	Very rapid	3 m/min
5	Rapid	2 m/hour
4	Moderate	15 m/month
3	Slow	2 m/year
2	Very slow	20 mm/year
1	Extremely slow	2 mm/year

Landslides risk assessment is an important step towards solving the problem of natural risk management and reduction. Due to the complexity and diversity of the problem the combination of probabilistic and deterministic approaches and expert estimates arises.

The probability of landslide process depends on the stability of the landslide slope, trigger mechanisms (precipitation, earthquakes), technological factors. The first step is studying the physical and mechanical sliding process at different conditions. Nevertheless, the landslide process mechanics is still not fully understood. Landslide prediction is not always possible. Even statistical frequency of landslides activation for a particular area varies very widely.

### 3. Landslide examples

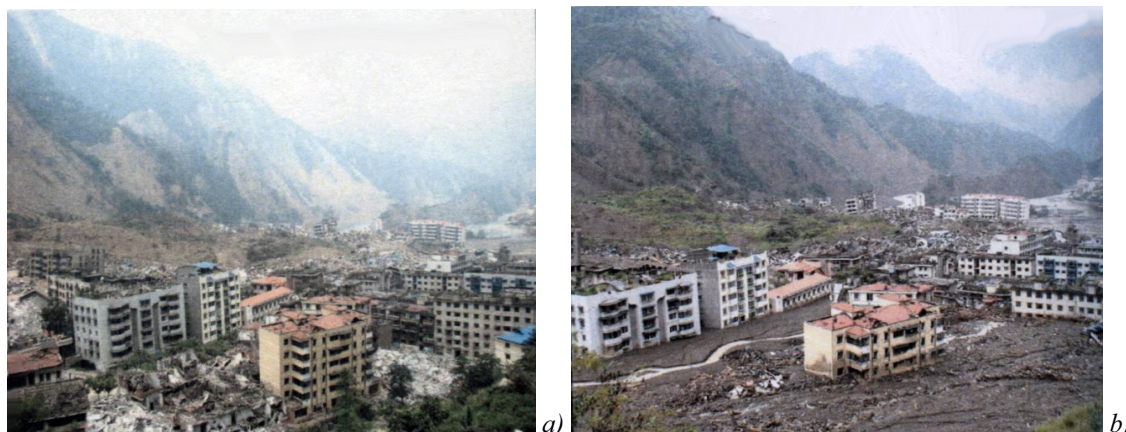
#### 3.1. Wenchuan Earthquake, Landslides and Debris Flow, China

On May 12, 2008, the Ms 8.0 Wenchuan earthquake occurred in the Longmen mountain fault belt. The destructive Wenchuan earthquake induced an unprecedented number of geo-hazards. In the past 6 rainy seasons, debris flows in Wenchuan earthquake stricken area occurred frequently, resulting in serious casualties and property losses. [Field trip guide ..., 2014].

The old Beichuan town is located in the middle part of the Yingxiu-Beichuan fault belt, and at the center of one of two zones where seismic intensity was the highest at XI during Wenchuan earthquake. The old Beichuan town had a population of 20,000 before the earthquake

When the Wenchuan Earthquake hit China on May 12, 2008, no town was hit harder than Beichuan. Up to 80 percent of the city's buildings were destroyed and more than half the population was killed. The survivors of the earthquake have been relocated at Yongchang Town, which is about 23 km away from the old town.

After the earthquake, the area was deemed too vulnerable to geo-hazards. So it was decided that the ruins would be left as a memorial park to all those who lost their lives, including the hundreds who still remain buried in the rubble (Figure 2).



*Figure 2. Old Beichuan town after earthquake on 12 May, 2008 (a) and debris flow on 24 September, 2008 (b). [Field trip guide ..., 2014].*

Two deathful landslides and one debris flow caused severe damages in Beichuan caused by the Wenchuan earthquake and rainstorm after the earthquake: the Wangjiayan landslide, the new Beichuan middle school landslide and Weijiagou debris flow.

Wangjiayan landslide is located at the western side of the old Beichuan town, about 10 minutes after the mainly shaking, the slope slides from 980m to 660m with a volume of  $140 \cdot 10^4 \text{ m}^3$  in less than 10 seconds. This process accompany with fast speed and huge noises, most of the town in this area were buried (Figure 3). Statistic data shows that the landslide damaged more than 20 high buildings, including hospital, kindergarten, primary school and market, caused about 1700 death.

The width of slide area is about 350-400m, the length is about 700 m, and the total slide area is about  $0.2 \text{ km}^2$ .

Beichuan middle school landslide (Figure 3) is located at south of the town, it's shape looks like a tongue, the bedrock in this area is limestone. Triggered by the Wenchuan earthquake, the slope was reactivated, burying parts of building in affected zone and causing fatalities. The main scarp is located at an elevation of 900m and the height difference is 280m between the main scarp and its toe. The bedrock mainly consists of thick limestone of upper Devonian and lower Carboniferous Periods. The length of landslide area is 440m, the width is 250-290 m, its total area is about  $0.11 \text{ km}^2$ .

The length of deposit zone is 440 m, depth of debris is 5-20m, the total volume of debris in deposit zone is about  $50 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ . The landslide caused 700 death, most of whom are school students. 95% of the debris from landslide are compose of large stone with size of  $2.5 \text{ m} \times 3 \text{ m} \times 4 \text{ m}$ , the largest diameter of stone is about 10 m.

The Daguangbao gigantic landslide is located on the Gaochuan village, Anxian County. It is the hugest landslide triggered by the Wenchuan 8.0 earthquake on May 12 of 2008. It is the hugest landslide not only in China, but also in the world in recent hundred years.

The landslide is located on the hanging wall of the seismogenic fault, the Yingxiu-Beichuan fault, nearly 7 km away from the thrusting part of the fault (Figure 3).

The source area of the Daguangbao landslide is about 2.4 km long and 1.2 km wide, while the deposition area is approximately 3.2 km long and 2.2 km wide. It covers an area of  $7.8 \text{ km}^2$  and an estimated volume of 1.15-1.2 billion  $\text{m}^3$ . The sliding mass travelled about 4.5 km and blocked the Huangdongzi gully, forming a landslide dam nearly 600 m high. The head scarp is serrated and near vertical ( $70^\circ$ – $90^\circ$ ), with the maximum vertical



Figure 3. Wangjiayan landslide. (a); New Beichuan Middle School landslide (b); The Daguangbao gigantic landslide (c) [Field trip guide ..., 2014].

height of 700 m. The sliding mass crossed the Huangdongzi gully and ran up the opposite slope with a height of more than 500 m, forming many thrust and anti-slope (uphill facing) scarps.

Seven years later after Wenchuan earthquake some parts of Wenchuan County were reconstructed and restored.

### 3.2. Kolka Glacier collapse

On September 20, 2002, in the gorge of the Genaldon River (North Ossetia, Russia), the Kolka glacier collapsed, which completely destroyed several villages and killed more than 135 people, among them there was the famous Russian actor Sergei Bodrov's film crew of 42 people.

According to the official version of the incident, a huge block of ice broke off from the slope of Mount Jimara (4780 m). It fell on the Kolka glacier, as a result of which most of its ice-firn body slipped from the "bed" and moved along the ravine at a speed of more than 200 km/h, capturing rocks and mud masses. This stream completely covered the Karmadon gorge (Figures 4) [Kutepov et al., 2002; Osipov et al., 2002; Ragozin, 2003; Svalova, 2017].

Based on the instrumental records of the Geophysical Institute of the VSC RAS, the Geophysical Survey of the RAS and stations of the adjacent territory, kindly provided by

Georgian colleagues, a scenario was developed for the main stages of the Kolka glacier collapse process on September 20, 2002. It includes a distant earthquake, a precursor event, powerful vertical vibrations, in essence of unknown nature (large rock mass collapse, gas-dynamic explosion, hydraulic shock, etc.). Horizontal vibrations of the glacier body at the equilibrium position, beginning of glacier collapse, hit the side of the rocks near Maili glacier, glacier movement to the north and hit of “Karmadon gate”, stoppage of the most ice-rock mass [Zaalishvili, Melkov, 2014].

An analysis of the earthquakes catalog showed that on September 20, 2002, before the catastrophic collapse of the Kolka glacier, there was an earthquake timed to this time. So, at 15: 43: 50.3 in the West Irian region ( $1.68^{\circ}$  N,  $134.23^{\circ}$  E) an earthquake with a magnitude of  $M_s = 6.2$  and a source depth of  $h = 33$  km occurred. This distance a primary P-waves pass for about 13 minutes, and shear S-waves for about 26 minutes. It should be noted that the entry of the P-wave will occur in 15 h 56 m 50 s, and S-waves – 16 h 09 m 50 s. Immediately, comes under notice the good agreement between the times of the main phases of the waves and the stages of the glacier collapse.

Currently, a number of different versions of the causes of the incident have been proposed (landslide, gas-dynamic explosion, hydraulic shock, etc.). Although their study has a different scientific depth, but any complete from a scientific point of view, a reasonable and unambiguous version, unfortunately, is still missing. This implies expanding the evidence base.

Kazbek volcanic center is characterized by the complex interrelationship of various hazardous geological processes. Developed network recorded a collapse of the mass of ice and rocks in the region of the Devdorak glacier on May 17, 2014 and the movement of the formed stone-ice avalanche [Zaalishvili et al., 2018]. The separation zone is located on the eastern slope of Kazbek, in the feeding area of the right branch of the Devdorak glacier, at an altitude of 4400–4500 m. The collapse was spread to the right of the main Devdorak icefall and fell on the tongue of the glacier. Then there was a transformation of the collapse into an “avalanche-like flow” or “rock-ice avalanche”. People died. The resulting obstruction blocked the mouth of the Terek River, which led to the formation of a ponded lake. The hazard of a failure which threatened Vladikavkaz remained until the moment when the River Terek filled the diversion tunnel and the water level began to decline [Zaalishvili et al., 2018].

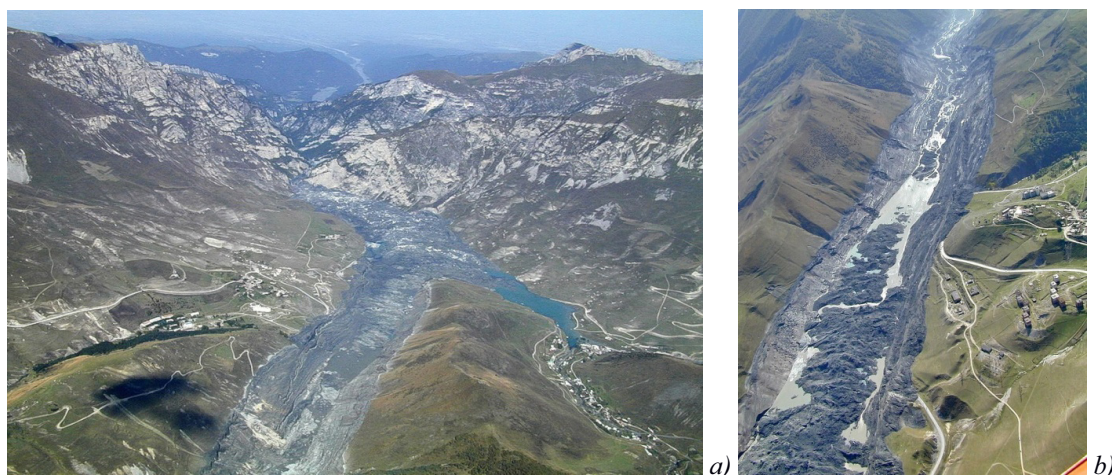


Figure 4. Kolka glacier: Common view (a); Mud-snow flux near 20 km (b)

### 3.3 Landslides in India

In India, the Himalayas are prone to landslides, particularly in monsoon season, from months of June to October. Various types of landslides occur in Himalayas, including block slumping, debris flow, debris slide, rock fall, rotational slip and slump.

Generally landslides are triggered by heavy or prolonged rainfall. Landslides cause severe damage to lives and property while also causing disruption in communication networks and movement of traffic.

Every year, landslides in the Himalayan region kill people and cause damage to several villages leaving them unfit for habitation. Landslides create blockades in the road network and also in river system, which causes flood. The terraced farm fields that are destroyed by landslides, cannot be easily recovered or made productive again. Affected by landslides, the road network remains closed for long periods, hence, causing huge hardships to people inhabiting and dependent on the area for their basic supplies and provisions. Landslides disrupt water sources and choked them by debris fall. Due to landslides, the river sediment load is increased considerably, which results in irregular courses of river and frequent breaching of banks also resulting in unexpected floods. The water channels are also affected due to disruption in previous channels, this leads to disturbance in water supply to dependent villagers for irrigation purposes. This then adversely affects agriculture production in the affected region.

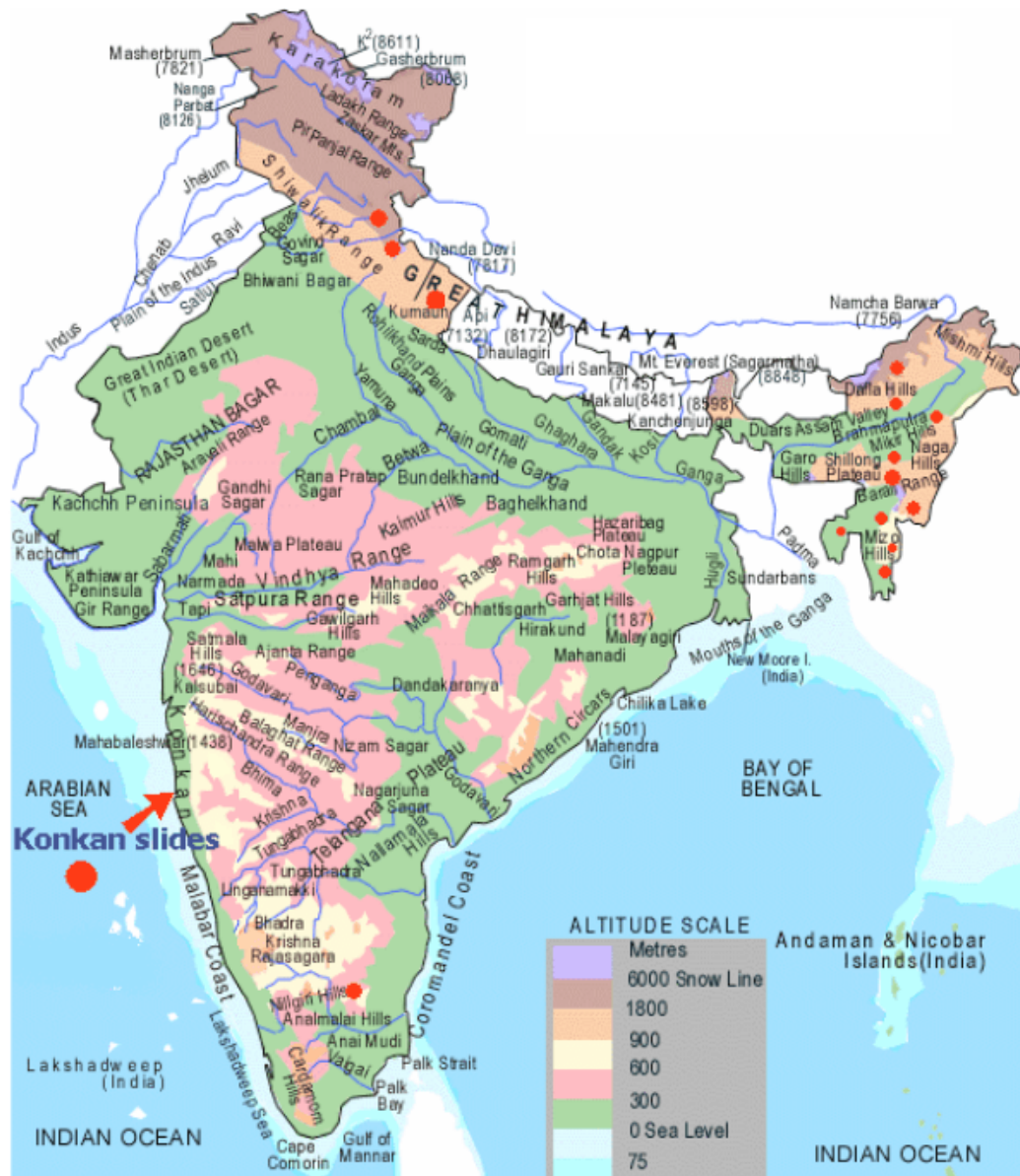
Landslides in India are considered a major hazard in most hilly and mountains regions as well as in steep river banks and coastlines. The causes of landslides in India are not much different from the world, but there are some peculiarities. Important factors considered to be responsible for causing landslides are:

- 1) Slope instability due to removal of lateral and underlying support.
- 2) Indiscriminate chopping down of trees.
- 3) Slash and burn cultivation practices in hills
- 4) Road construction and mining activities.
- 5) With increasing population pressure, there is an increase in grazing activities, urbanization which reduces dense natural evergreen forest cover.
- 6) Due to these activities the ecological balance is disrupted, thereby resulting in loosening of the soil.
- 7) Under conditions of heavy rain, there is increased and substantial soil erosion and frequent landslides.

The major areas affected by landslides in India are divided mainly in following regions as landslide-prone areas in India. These are based on landslide hazard zonation:

- 1) The Western Himalayas (in states of Uttar Pradesh, Uttaranchal, Himachal Pradesh and Jammu & Kashmir)
- 2) The Eastern & North-eastern Himalayas (in states of West Bengal, Sikkim and Arunachal Pradesh)
- 3) The Naga-Arakkon Mountain belt (in states of Nagaland, Manipur, Mizoram and Tripura)
- 4) The Western Ghats region including Nilgiris (in states of Maharashtra, Goa, Karnataka, Kerala & Tamil Nadu)
- 5) The Plateau margins of the Peninsular India and Meghalaya plateau in North-east India.

The following map of landslide prone areas in India will be useful in remembering the areas mentioned above. (Fig. 5)



*Fig. 5. Landslide Hazard Zonation map of India. Areas prone to landslides*

The Nodal agency responsible for early warning of landslide disaster in India is – Geological Survey of India.

Mitigation steps for landslides in India are:

- 1) Excess water in catchments areas should be stored to reduce the effect of flash floods, this will also recharge the ground water level in areas prone to landslide in India.
- 2) The runoff collection ponds in the catchment areas must be dug to store water.
- 3) On community lands, fuel or fodder trees should be grown to increase forest cover to reduce landslide hazard in India.

Grazing should be restricted and better grass must be grown on the surface previously grazed to increase the hold on soil by plant roots. These grasses can be of commercial importance so that economic returns encourage farmers in areas prone to landslide in India.

India suffers from landslides very much. The most dangerous places are in mountain areas, especially due to heavy rains and earthquakes.



*Fig. 6. A view of a major landslide after heavy rainfall in Shimla*

So a massive landslide near Shimla on the national highway near the state capital on 2 September 2017 buried at least six vehicles and parts of a temple. However, there were no reports of any casualty (Fig. 6).

A portion of the cliff opposite the temple near Bhattakufer caved in. Boulders rolled down and smashed six-seven vehicles parked along the highway

People who were stuck in houses below were rescued, 2-3 empty cars were under debris from landslide. The area has been witnessing heavy rainfall for the past three days.

Police have diverted traffic via Sanjauli, on Shimla's outskirts.

Also there are many landslide prone zones along the way to Himalaya (Fig. 7).

### 3.4. Multi-Hazards

Natural hazards such as floods, earthquakes, volcanic eruptions, and landslides can occur simultaneously, or these hazards can trigger the others. Landslides are often the result of earthquakes, floods, and volcanic activity and may in turn cause subsequent





*Figure 7. Landslides in India (Photos by V.B. Svalova)*

hazards; so an earthquake-induced landslide can cause a deadly tsunami. A volcanic eruption-induced or earthquake-induced landslide blocks the rivers. They cause water to back up behind the mass and flood the upstream area. If the dam fail, the impounded water will cause flooding downstream. Flooding can then add to coastal erosion and destabilization through undercutting of cliffs and banks. It is therefore necessary to examine all other possible natural hazards when evaluating an area's vulnerability to landslides (Figures 8).

A tsunami with a record run-up height occurred in Lituya Bay, Alaska. (Figure 8). An earthquake along the Fairweather Fault in the Alaska Panhandle loosened about 30.6 million cubic meters of rock high above the northeastern shore of Lituya Bay on the night of July 9, 1958. This mass of rock plunged from an altitude of 914 meters down into Gilbert Inlet.

The impact of masses generated tsunami that crashed against the southwest shoreline of Gilbert Inlet. The wave hit with such power that it swept completely over the spur of land that separates Gilbert Inlet from the main body of Lituya Bay. The wave continued down of Lituya Bay, over La Chaussee Spit and into the Gulf of Alaska. The waves removed all trees and vegetation from elevations as high as 524 meters above sea level. This is the highest wave that has ever been known.

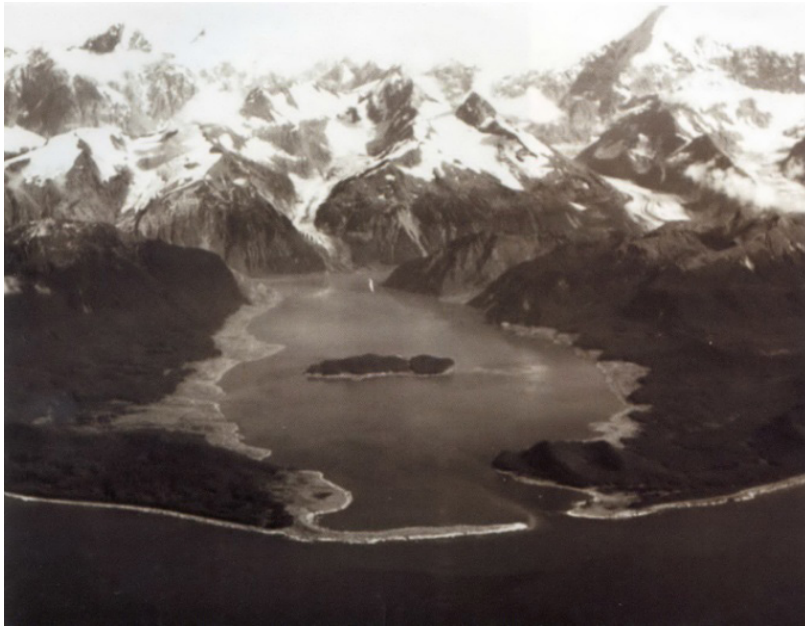


Figure 8. Lituya Bay a few weeks after the 1958 tsunami. The areas of destroyed forest along the shorelines are clearly recognizable as the light areas rimming the bay (USGS).

#### 4. Risk Management Structure

Landslides risk assessment is an important step towards solving the problem of natural risk management and reduction. Due to the complexity and diversity of the problem the combination of probabilistic and deterministic approaches and expert estimates arises. [Svalova, 2014, 2016a, b; 2017; Wirtz et al., 2014].

The probability of landslide process depends on the stability of the landslide slope, trigger mechanisms (precipitation, earthquakes), technological factors. The first step is studying the physical and mechanical sliding process at different conditions. Nevertheless, the landslide process mechanics is still not fully understood. Landslide prediction is not always possible. Even statistical frequency of landslides activation for a particular area varies very widely.

**Natural risk** is a relatively new and not fully explored concept. There are many definitions of natural risk. If one of the main systematic approaches to hazards research is their classification so now also the concept of Risk **Management** can be considered as new step of science development and new basement for systematic hazards investigations.

Development of the **Risk** concept demands the promotion of the methods for **Risk Assessment** and calculation. It makes the theory of **Risk** the scientific discipline with good mathematical background. It is necessary to elaborate common approaches to the risk calculation for different types of natural hazards. The methods of seismic risk assessment as the most promoted ones must be spread to landslides, karst, suffusion, flooding, pollution and other types of natural hazards and risks and also to complex and multi-risk.

Arising from everyday life, gambling, finance, business and building the **Risk** concept became the subject for scientific research and basement for systematic investigations of natural and man-made hazards and disasters.

In common sense **Risk** is the potential of gaining or losing something of value. Values (such as physical health, social status, emotional well-being or financial wealth) can be gained or lost when taking risk resulting from a given action or inaction, foreseen or unforeseen. Risk can also be defined as the intentional interaction with uncertainty. Uncertainty is a potential, unpredictable, and uncontrollable outcome; risk is a consequence of action taken in spite of uncertainty. [Corominas et al., 2014].

**And in this sense** the problem of **Landslide Risk Management** is seen as a series of events leading to landslides risk reduction and avoiding. It includes landslides monitoring, landslide forecast, engineering works, slopes strengthen, insurance and others [Corominas et al., 2014; Svalova, 2016c, 2017; 2018; Vranken et al., 2015]. Strictly speaking, geological risk management includes:

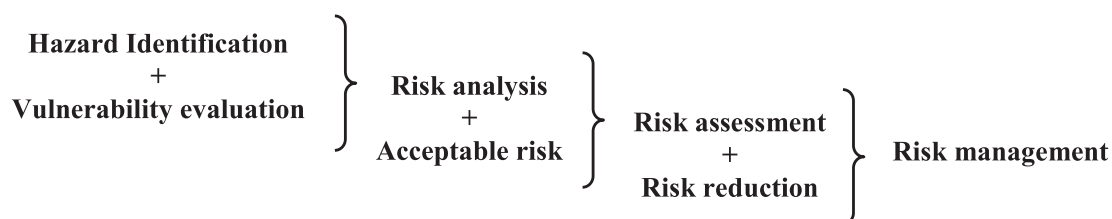
- 1) Hazard Identification;
- 2) Vulnerability evaluation;
- 3) Risk analysis;
- 4) Concept of acceptable risk;
- 5) Risk assessment;
- 6) Risk mapping;
- 7) Measures for risk reduction:
  - legislative;
  - organizational and administrative;
  - economic, including insurance;
  - engineering and technical;
  - modeling;
  - monitoring;
  - information.

Summarizing systematic approach to natural hazards research on the base of the **Risk** concept it is possible to present the next steps and scheme to establish criteria for ranking risk posed by different types of natural or man-made hazards and disasters, to quantify the impact that hazardous event or process have on population, structures and to enhance strategies for risk reduction and avoiding (Figure 9).

According to the most common definition the Risk is the probability of the natural hazard event multiplied by the possible damage:

$$R = P \times D, \quad (1)$$

where R – risk, P – probability, D – damage.



*Figure 9. Relationships between main items of Risk concept in strict form for systematic approaches to natural hazards and disasters research.*

For multi-risk assessment it is possible to use sum of risks of different hazards:

$$R = \sum R_i \tag{2}$$

For Risk Maps construction it is necessary to use the Natural Hazards maps and maps of possible damage. These maps can be of local, regional, federal (sub global) and global levels.

On the base of this approach different Risk maps and Natural Hazards maps can be constructed (Figure 10).

The total natural risk (In points determined by the intensity, frequency and destructive intensity of hazardous processes, the degree of protection and vulnerability of the facilities.

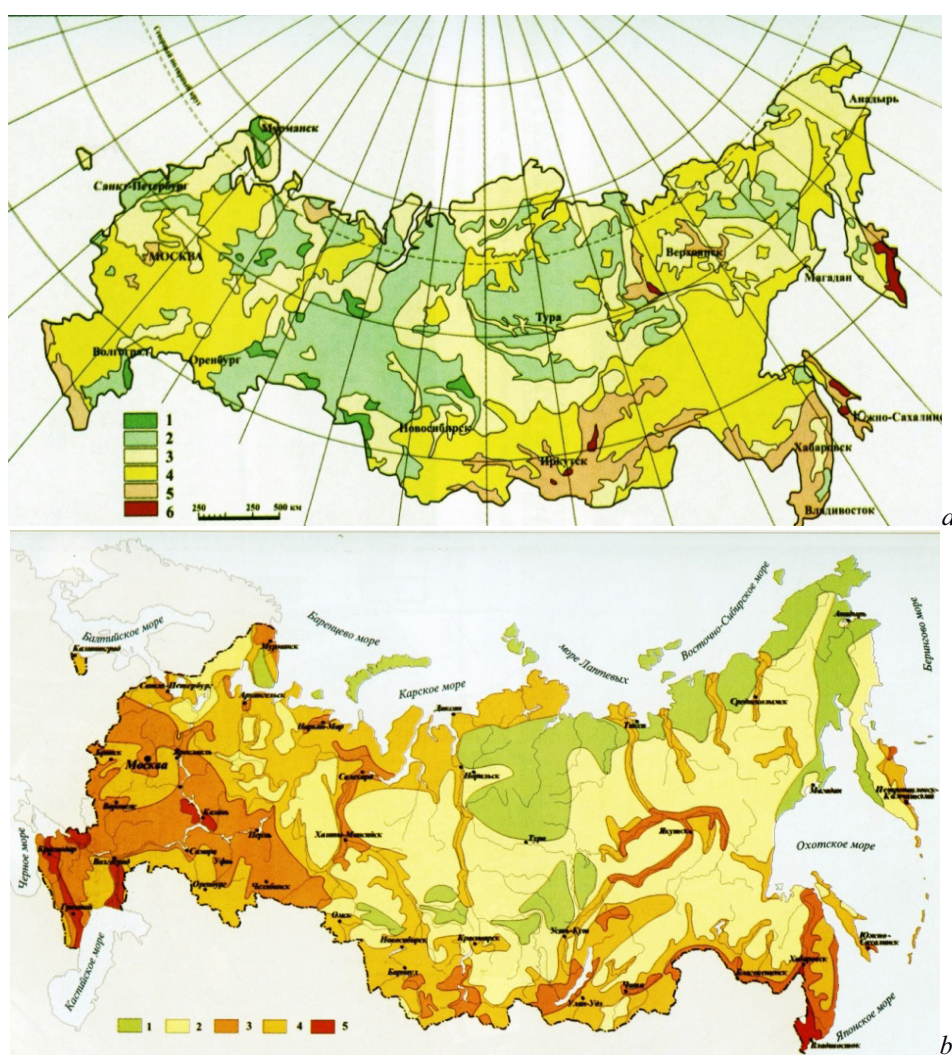


Figure 10 a. Map of the natural economic risk of construction development and land use of the territory of the Russian Federation (A. L. Ragozin, O. V. Slinko, V.A. Pyrchenko et al. 1990). 1 point corresponds to the average annual damage of 1 million rubles per year (in 1990 prices) on an area of 20 thousand square km): 1 – very small (<2). 2 – small (10-2). 3 – medium (20-10). 4 – significant (80-20). 5 – large (200-80). 6 – huge (> 200).

b. Map of the Natural Disasters on the territory of Russia, caused by earthquakes, floods, cyclones, squalls, tornados, heavy rains, snowfalls, snowstorms, hail, snow avalanches and landslides (A. L. Shnyparkov). Frequency of occurrence (cases/year): 1 – <10<sup>-5</sup>; 2-10<sup>-5</sup>-10<sup>-4</sup>; 3-10<sup>-4</sup>-10<sup>-3</sup>; 4-10<sup>-3</sup>-10<sup>-2</sup>, 5 -> 10<sup>-2</sup>.

## 5. Discussion and conclusions

Systematic approach to the crises events research on the base of risk concept is a very fruitful and progressive method.

Local authorities must be ready for constant monitoring and technical-engineering works in such areas.

Life and work in areas of high natural risk demands knowledge, resources, equipment and willing to be ready for prognosis, forecast, people education and information. In case of crises events it is necessary to be ready for the consequences liquidation and the territories and objects reparation. The most important thing is to provide help to people. Sometimes people have to live in such dangerous places. It is necessary for people leaving under natural risk to understand and estimate this risk and to know how to overcome it and how to act in case of crises events. It is necessary to elect and appoint responsible people with good knowledge and special education for managerial posts. The local governments are responsible to establish rules meant to reduce the effects of possible landslides. Land-use regulations are required in landslide prone areas. The absence of such policies and dangerous human activities are the main factors that lead to landslides. No matter if landslide is caused by huge rainfall, seismic activity or volcanic eruption. The damage from event can be disastrous. Thousands of people may lose their houses and could lose their lives. It is important for local authorities to know which areas are prone to landslides and take appropriate measures in order to reduce vulnerability to such hazards. The effects on people and buildings can be lessened if hazardous areas are avoided or if activities in such areas are restricted. Local governments are responsible for land-use regulations for landslide risk reduction. It is possible to reduce exposure to hazards on the base of people education using the past history of disaster events. Departments of local governments must help a lot with their advice and activity. People can also benefit from the professional services of engineering geologists, civil engineers, or geotechnical engineers. Due to the huge losses that landslides imply, their prevention is very important for all the people living in the area of hazard. Preventing a landslide from causing material damage and human losses should be a main goal of local authorities.

Risk management concept is a good instrument for systematic approach to the problems decision.

## References

1. Corominas J., van Westen C., Frattini P., Cascini L., Mallet J-P. et al. Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bulletin of Engineering Geology and Environment*. 2014; 73 (2): pp. 209-263.
2. Cruden D.M., Varnes D.J., 1996, *Landslide Types and Processes*, Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247. pp. 36-75.
3. Field trip guide book. Field trip to Wenchuan, Dujiangyan, Anxian, Mianzhu and Beichuan. Edited by Chengdu center, China Geological Survey. June 7-11, 2014. 22 pp.
4. Kutepov V.M., Sheko A.I., Anisimova N.G., Burova V.N., Victorov A.S. et al. *Natural hazards in Russia. Exogenous geological hazards*. Moscow, "KRUK". 2002. 345 pp.
5. Osipov V.I., Shojgu S.K., Vladimirov V.A., Vorobjev Yu.L., Avdod'in V. P. et al. *Natural hazards in Russia. Natural hazards and society*. Moscow, "KRUK". 2002. 245 pp.

6. Ragozin A. (ed). Natural hazards of Russia. Evaluation and management of natural risk. Moscow, KRUK. 2003. 316 p.
7. Svalova V.B. Monitoring and modeling of landslide processes. *Monitoring. Science and technology*. 2011; 2 (7). pp. 19-27.
8. Svalova V.B. Modeling and Monitoring for Landslide Processes. Chapter in book: *Natural Disasters – Typhoons and Landslides – Risk Prediction, Crisis Management and Environmental Impacts*. Editor: K. Linwood, Nova Science Publishers, NY USA. 2014; pp. 177-198.
9. Svalova V.B. Monitoring and reducing the risk of landslides in Taiwan. *Monitoring. Science and technology*. 2016a; No. 3. pp. 13-25.
10. Svalova V.B. Landslides modeling, monitoring, risk management and reduction. *EESJ (East European Scientific Journal, Poland)*. 2016b; 7 (11). pp. 43-52.
11. Svalova V.B. Risk analysis, evaluation and management for landslide processes. *Sciences of Europe (Praha, Czech Republic)*. 2016c; V. 4, 6 (6). pp. 15-25.
12. Svalova V.B. Landslide Risk Analysis, Management and Reduction for Urbanized Territories Proceedings of WLF4 (World Landslide Forum 4), Ljubljana, Slovenia, 2017a. 439-445. Springer.
13. Svalova V.B. Landslide Risk: Assessment, Management and Reduction. Nova Science Publishers, New York, 2017b. 253 p.
14. Svalova V.B. (ed) Risk Assessment. 2018. In-Tech. 380 pp.
15. Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In: *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C. pp. 11-33.
16. Vranken L., Vantilt G., Van Den Elckhaut M., Vandekerckhove L., Poesen J. Landslide risk assessment in densely populated hilly area. *Landslides*. 2015. 4 (12). pp. 787-798.
17. Wirtz A., Kron W., Löw P., and Steuer M. The need for data: natural disasters and the challenges of database management. *Natural Hazards* 70, 2014. pp. 135-157.
18. Zaalishvili V.B., Makiev V.D., Melkov D.A. Analysis of glacier Kolka fall on 20-th September 2002 on the basis of instrumental data of the seismological network of Georgia. *Journal of the Georgian Geophysical Society*. 2013. 1 (16). pp. 108-110.
19. Zaalishvili V.B., Melkov D.A. Reconstructing the Kolka surge on september 20, 2002 from the instrumental seismic data. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2014. No 5 (50). pp. 707-718.
20. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Morozov F.S., Tuaeov G.E. *International Journal of GEOMATE*. 2018. 47 (15). pp. 158-163.

## ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 551.435.627

DOI:10.23671/VNC.2019.2.31981

## Оползневый риск в горных районах

В. Б. Свалова<sup>1,2</sup>, к. ф.-м. н., В. Б. Заалишвили<sup>2</sup>, д. ф.-м. н, проф,  
Г. П. Ганапати<sup>3</sup>, Ph. D., проф., А. В. Николаев<sup>2,4</sup> д.-ф.-м. н., проф.,  
Д. А. Мельков<sup>2</sup>, к. т. н.

<sup>1</sup> Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, Россия, 101000, Москва,  
Уланский переулок, 13, к. 2, e-mail: v-svalova@mail.ru

<sup>2</sup> Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, ул. Маркова,  
93а, Владикавказ, 362002, e-mail: cgi\_gas@mail.ru

<sup>3</sup> Центр по смягчению последствий стихийных бедствий и управлению,  
Технологический институт Веллуру, Индия, 632014, Веллуру, Тамил Наду

<sup>4</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва,  
Большая Грузинская ул., 10

**Аннотация.** Оползни являются одним из опаснейших геологических процессов, создающих угрозу для населения и различных объектов инфраструктуры. Оползни часто сопровождают другие стихийные бедствия, такие как землетрясения, наводнения, таяние снега и вулканические процессы, которые играют роль механизма запуска оползней. Горные районы, пострадавшие от землетрясений также уязвимы для оползней. Горные и прибрежные районы являются наиболее пострадавшими регионами. Во всем мире оползни наносят колоссальный ущерб и влекут за собой человеческие жертвы. Статья посвящена исследованию оползней на основе концепции анализа, оценки, управления и снижения рисков. Управление рисками рассматривается как серия мероприятий, ведущих к снижению и предотвращению риска оползней. Они включают в себя мониторинг оползней, прогноз оползней, инженерные работы, укрепление склонов, страхование и др. Рассмотрены примеры исследований Индии, Китая и России, включая Колкинскую катастрофу 20 сентября 2002 года и другие связанные с ней катастрофы. Казбекский вулканический центр характеризуется сложной взаимосвязью различных опасных геологических процессов. Бедствия 2002 и 2014 гг., вызванные падением ледяных скал, определяют важность исследования местности. Сеть зафиксировала обвал массы льда и камней в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года и движение образовавшейся ледово-каменной лавины. В Индии Гималаи подвержены оползням, особенно в сезон муссонов, с июня по октябрь. В Гималаях встречаются различные типы оползней, в том числе оползни блоков, обломки, оползни, обвалы, проскальзывание и спад. Обычно сход оползней вызван сильными или продолжительными осадками. Оползни наносят серьезный социальный ущерб, вызывают сбои в различных сетях и движении транспорта.

**Ключевые слова:** оползень, риск, управление риском, оценка риска, снижение риска, мониторинг

**Благодарности:** Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №19-47-02010, "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India").

**Для цитирования:** Свалова В. Б., Заалишвили В. Б., Ганапати Г. П., Николаев А. В., Мельков Д. А. Оползневый риск в горных районах. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 109-126. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31981.

---

---

**ИНФОРМАЦИЯ ДЛЯ АВТОРОВ**

---

---

В журнале «Геология и геофизика Юга России» публикуются оригинальные статьи теоретического и методического характера по вопросам геологии, геофизики и геохимии, результаты изучения состава и строения коры и мантии Земли, процессов формирования и общих закономерностей размещения полезных ископаемых, а также результаты разработки и применения геолого-геофизических методов их выявления. Тематика журнала соответствует следующим областям знаний по действующей номенклатуре ВАК: 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика; 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых; 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения; 25.00.23 – Физическая география и биогеография, география почв и геохимия ландшафтов; 25.00.35 – Геоинформатика; 25.00.36 – Геоэкология, а также смежным научным направлениям..

Для работ регионального характера предпочтение отдается статьям, раскрывающим различные вопросы геологического строения Юга России и прилегающих территорий.

В соответствии с градацией наук, принятой в международных системах цитирования Scopus и Web of Science статьи для публикации в журнале «Геология и геофизика Юга России» принимаются по следующим отраслям и группам наук:

1. Earth and Planetary Sciences (**науки о Земле и планетарные науки**);
2. Environmental Science (**наука об окружающей среде**).

В журнале «Геология и геофизика Юга России» печатаются:

- статьи с изложением новых научных результатов, объемом не более 10 машинописных страниц, включая иллюстрации и таблицы;
- краткие сообщения, содержащие информацию о важных результатах предварительных исследований, объемом 3-5 страниц (эти материалы впоследствии могут использоваться в тексте полной статьи);
- обзоры печатных работ по актуальным геолого-геофизическим и экологическим проблемам Юга России и прилегающих территорий, объемом 20-25 страниц по заказу редакции.

Все работы должны соответствовать тематике журнала. Предоставленные рукописи проходят этапы предварительного и итогового рецензирования, и в случае необходимости, направляются авторам на исправление и доработку. Рукописи в журнале публикуются на русском либо английском языках, аннотации на русском и английском языках. Журнал публикует исключительно оригинальные статьи. Автор несет полную ответственность за соблюдение этого требования. Рукописи, не принятые к опубликованию, авторам не возвращаются. Редакция также не возвращает присылаемые материалы. Редакция оставляет за собой право производить сокращение и редакторскую правку текста статьи. Исправления в тексте и иллюстрациях авторы могут вносить только на стадии подготовки статьи к набору. Несоблюдение правил оформления рукописи приведет к отклонению статьи. Публикация бесплатна для авторов статей, написанных по заказу редакции, и для аспирантов. Перепечатка допускается только с разрешения редакции и с обязательной ссылкой на журнал «Геология и геофизика Юга России».

### Инструкция для авторов

Прием материалов к рассмотрению осуществляется посредством электронного сервиса <http://www.geosouth.ru> или по почте на адрес Издательства: 362002, Россия, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а, редакция журнала «Геология и геофизика Юга России».



В редакцию необходимо предоставить следующие материалы:

- статья (структуру и правила оформления см. ниже);
- на отдельной странице: сведения об авторах, содержащие фамилию, имя, отчество, ученую степень, звание, название организации, служебный и домашний адрес и телефоны, e-mail и указание, с кем из авторов предпочтительнее вести переписку;
- направление от организации, если предоставляемые материалы являются результатом работы, выполненной в этой организации; в направлении следует указать название рубрики журнала;
- экспертное заключение или другой документ, разрешающий опубликование в открытой печати, утвержденные руководителем организации и заверенные гербовой печатью (представляют только авторы из России).

Если материалы подаются посредством электронного сервиса, бумажные экземпляры рукописи в редакцию предоставлять не требуется. При онлайн регистрации необходимо руководствоваться пошаговыми инструкциями по загрузке файлов. При отправке материалов почтой необходимо приложить два бумажных экземпляра статьи, подписанных всеми авторами. Подготовленный в соответствии с общими техническими требованиями текст печатается на одной стороне листа формата А4. Аннотация с приведенным в начале названием, авторами, их аффилиацией печатается на отдельном листе. Подписи к рисункам также предоставляются отдельно. Каждая таблица и рисунок должны быть напечатаны на отдельном листе. Внизу страницы с иллюстрацией необходимо указать номер рисунка. Также необходимо приложить электронный вариант на любом портативном накопителе или по согласованию с редакцией направить соответствующие материалы по электронной почте.

### Правила оформления статьи

На первой странице должны быть указаны: УДК; название статьи на русском языке (строчными буквами с капитализацией начальной буквы только первого слова в предложении и имен собственных, без кавычек, переносы не допускаются, точка в конце не ставится, подчеркивание не используется), кегль 20 полужирный, выравнивание по центру; инициалы и фамилии авторов, ученая степень и звание (кегль 14 полужирный курсив, выравнивание по центру), название учреждения, почтовый адрес, город, страна представляющих рукопись для опубликования. Указать e-mail для переписки ответственного автора.

Аннотация должна быть объемом 250-300 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 конце аннотации обязательно указываются ключевые слова (5-8), которые отражают тематику статьи.

Текст статьи набирается шрифтом Times New Roman размером 14 пт через одинарный интервал, выравнивание по формату. Подзаголовок – шрифт курсивный, 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 алфавита – прямым шрифтом. Математические символы  $\lim$ ,  $\lg$ ,  $\ln$ ,  $\arg$ ,  $\text{const}$ ,  $\sin$ ,  $\cos$ ,  $\min$ ,  $\max$  и т.п. набираются прямым шрифтом. Символ не должен сливаться с надсимвольным элементом в химических элементах ( $\text{H}_2\text{O}$ ) и единицах измерений ( $\text{МВт/см}^2$ ) – прямым

(обычным) шрифтом. Не следует смешивать одинаковые по написанию буквы латинского, греческого и русского алфавитов, использовать собственные макросы. Буквы I и J, v и u, e и l, h и n, q и g, V и U, O (буква) и 0 (нуль) должны различаться по начертанию. Между цифровым значением величины и ее размерностью следует ставить знак неразрывного пробела. Переносы в словах либо не употреблять. Не использовать в тексте для форматирования знаки пробела. 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. Во избежание недоразумений и ошибок редакция рекомендует авторам использовать в формулах буквы латинского, греческого и других (не русских) алфавитов; при наборе формул необходимо соблюсти размеры по умолчанию. 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 (не по разделам!) и собственные заголовки. Названия всех рисунков, фотографий и таблиц приводятся на русском языке 11 кеглем, курсивом. Нумерация обозначений на рисунках дается по порядку номеров по часовой стрелке или сверху вниз. Рисунки необходимо по возможности выполнять в векторном формате виде, желательно в программе Corel Draw или аналогах по следующим правилам: ширина рисунка не более 16,5 см; толщина линий: основных – 1 пт, вспомогательных – 0,5 пт; для обозначений в поле рисунка использовать шрифт Times New Roman размером – 9 пт. Векторные рисунки записываются в отдельные файлы документов. Фотоснимки должны быть контрастными и выполненными на матовой бумаге. Отсканированные фотографии записываются в файлы в формате TIFF, JPEG. Сканировать изображение следует с разрешением 300 dpi для контрастных черно-белых рисунков и 600 dpi – для полутонных. Цветные иллюстрации допускаются по согласованию с редакцией. Обозначения, термины, иллюстративный материал, список литературы должны соответствовать действующим ГОСТам.

Перечень литературных источников приводится общим списком в конце статьи (Harvard Style). Список составляется по алфавиту, сначала следуют источники на русском, затем – на английском. Литература должна быть оформлена согласно ГОСТ Р 7.0.5-2008. Отсылки на литературу в тексте приводятся в квадратных скобках в строку с текстом документа. Если ссылку приводят на документ, созданный одним, двумя или тремя авторами в отсылке 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.

#### Адрес редакции:

Россия, РСО-Алания, 362002, Россия, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а, Геофизический институт ВНИЦ РАН, Редакция журнала «Геология и геофизика Юга России». Тел: 8 (8672) 76-19-28; факс: 8 (8672) 76-40-56, e-mail: southgeo@mail.ru

---

---

**INFORMATION FOR AUTHORS**

---

---

The journal “Geology and Geophysics of the South of Russia” publishes original articles of theoretical and methodological nature on geology, geophysics and geochemistry, the results of studying the composition and structure of the Earth’s crust and mantle, the formation processes and the general patterns of mineral resources, geophysical methods for their detection. The subject of the journal corresponds to the current nomenclature areas of knowledge of the Higher Attestation Commission of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation: 25.00.03 – Geotectonics and geodynamics; 25.00.10 – Geophysics, geophysical methods of mineral exploration; 25.00.11 – Geology, prospecting and exploration of solid minerals, minerageny; 25.00.23 – Physical geography and biogeography, soil geography and landscape geochemistry; 25.00.35 – Geoinformatics; 25.00.36 – Geoecology and related scientific directions..

For works of a regional nature, preference is given to articles that reveal the various issues of the geological structure of the South of Russia and adjacent territories.

According to the gradation of Sciences accepted in the international citation systems Scopus and Web of Science articles for publication in the journal “Geology and Geophysics of the South of Russia” are accepted by the following branches and groups of Sciences:

1. Earth and Planetary Sciences;
2. Environmental Science.

The journal “Geology and Geophysics of the South of Russia” publishes:

- articles interpreting the new scientific research results of volume not more than 10 typewritten pages including illustrations and tables;
- brief messages containing information on the important results of the preliminary research of volume 3-5 pages (these materials can be used in the full article text);
- reviews of the typewritten articles on the actual problems on current geological, geophysical and environmental problems of the South of Russia and adjacent territories, volume 20-25 pages by the editor’s order.

All papers must correspond to the journal theme. The presented manuscripts pass the preliminary and total reading stages and if necessary are sent back to the authors for the correction and finishing. The manuscripts are published in Russian and in English, the abstracts in Russian and in English as well. The journal publishes only the original articles. The author is fully responsible for the requirement. The manuscripts are not returned to the authors in case of being rejected in publication. The editor also does not return the materials sent. The editor has a right to make reductions and corrections of the article text. All corrections in the text and figures can be done by the authors only at the stage of the typesetting preparations. The infringement of the manuscript submission guidelines will lead to the article rejection. The publication is free of charge for authors of papers written by request of the publisher, and for graduate students. Reprinting is allowed only with the editorship permission with the obligatory references to the journal «Geology and Geophysics of the South of Russia».

### Instructions for the authors

Acceptance of materials for consideration is carried out through the electronic service <http://www.geosouth.ru> or by mail to the Publisher address: 93a, Markova Street, Vladikavkaz, Russia 362002, Geophysical Institute of VSC RAS, the editorial office of the journal «Geology and Geophysics of the South of Russia».

The following materials should be presented:

- an article (structure and rules see below),

- a separate sheet with the information about the authors: surname, name, patronymic name, scientific degree, rank, a name of the organization, office and home address and telephone number, e-mail (if exists) and the reference to the author to contact with;
- a confirmation from the organization if the presented materials are the result of the work carried out in that organization; the journal heading (section) should be pointed out in the confirmation;
- an expert conclusion or any other document allowing the publication in the open press confirmed by the organization head and proved with the stamped seal; the expert conclusion is presented only by the authors from Russia.

If materials are submitted by electronic service, paper copies of the manuscript are not required to be submitted to the editorial office. When registering online, you must follow the step-by-step instructions for uploading files. When sending materials by regular mail, you must attach two paper copies of the article, signed by all authors. Text prepared in accordance with the general technical requirements is printed on one side of an A4 sheet. An annotation with the title, authors and their affiliation given at the beginning is printed on a separate sheet. Signatures to the figures are also provided separately. Each table and figure should be printed on a separate sheet. At the bottom of the page with an illustration, you must specify the number of the picture. It is also necessary to attach an electronic version on any portable storage device or, in agreement with the editors, send the relevant materials by e-mail.

### The article lay-out rules (submission guidelines)

The following information should be pointed out on the first page: universal decimal classification, the article heading (title) in Russian (Sentence Case, without quotation marks, without division of a word, without a full stop at the end, underlining isn't used), point 20 semi bold, centre aligning; the authors surnames, academic degrees and titles (point 14 semi bold type, the right-edge aligning), the organization name, post address, town, country and e-mail of corresponding author.

The abstract should be 250-300 words without formulas and literature references. In case a manuscript is presented in Russian, the abstract should be repeated in English with the article heading (title), surnames and names in this language. In case a manuscript is presented in English, the Russian variant must be supplied. The abstracts are typed in Times New Roman (12 point) in one file in the following order: the article heading (title), the authors, the name of the organization, the abstract text in Russian with the further information in 2 lines in the same sequence in English. The abstracts are also published in the journal site [www.naukagor.ru](http://www.naukagor.ru) (in Russian and in English). Keywords (5-8) that reflect the theme of the article must be specified at the end of the abstract.

The article text is typed in Times New Roman (14 pt) through an ordinary interval aligning along the format. A subtitle is typed in italics, aligning along the left edge. The common terms, measurement units and conventional symbols similar to the whole article are used. The decoding of all symbols is given for the first text use. The Latin alphabet letters are typed in the italics while the Greek letters in the straight type. The mathematical symbols  $\lim$ ,  $\lg$ ,  $\ln$ ,  $\arg$ ,  $\text{const}$ ,  $\sin$ ,  $\cos$ ,  $\min$ ,  $\max$ , etc. are typed in the straight type. The symbol shouldn't coincide with the over symbol element in the chemical elements ( $\text{H}_2\text{O}$ ) and measurement units ( $\text{MW}/\text{cm}^2$ ) and must be of the straight (ordinary) type. One shouldn't mix similar written letters of the Latin, Greek and Russian alphabets and should use the proper macros. The letters I and J, v and  $\nu$ , e and l, h and n, q and g, V and U, O (letter) and 0 (zero) must differ in inscribing. There must be a sign of the continuous gap between a value figure meaning and its dimension. The hyphen is not used; the gap character also mustn't be used in the text for the lay-out. The formulas are designed with the help of the built-in

formulas processor (Microsoft Equation), the enumeration being done in the round brackets (2), aligned along the right edge; the decoding of all signs (letters) in the formulas is given in the order of the formula reference. To avoid the errors and misunderstandings, the editorial staff recommends the authors to use the Latin, Greek and other (not Russian) alphabet letters in the formulas and to keep to the omission sizes while the formulas printing. Large formulas must be divided into separate fragments. If possible, the fragments must be independent; each line is a separate object. The enumeration and punctuation marks should be put into an ordinary text separately from the formulas. The tables, pictures and photos are placed inside the text and must have a through numeration along the text (not by the sections!) and their own headings. The titles of all tables, pictures and photos are presented in Russian (11 point, italics). The numeration of the picture symbols is given in clockwise order or from up to down. The pictures should be done in the computer form, preferably in Corel Draw or compatible program using the following rules: a picture width – not more than 16.5 cm, a line thickness: the main – 1 pt, auxiliary – 0,5 pt; for the symbols in the picture area – «Times New Roman» type of 9 pt must be used. The vector pictures are written into the separate documentary files. The photo pictures must be contrast and performed on the mat paper. The scanned photos are written into the files of TIFF and JPEG format. To scan the image one should use the resolution of 300 dpi for the contrast black-white pictures and 600 dpi for semitone ones. The colour illustrations are admitted on the editorial agreement. All symbols, terms and illustrations should correspond to the operative standards.

The list of references is given in the general list at the end of the article. The list is compiled alphabetically (Harvard style); sources in Russian follow first, then in English. Literature in Russian should be issued in accordance with GOST R 7.0.5-2008. References to the literature in the text are given in square brackets in a line with the text of the document. If a link is given to a document created by one, two or three authors, in the reference indicate the name of the first author and the abbreviation “et al.”; if authors are not specified, the name of the document is indicated; further the year of publication is indicated and, if necessary, the information is supplemented with the indication of the pages. The information in the reference is separated by a comma. If the reference contains information about multiple links, the information groups are separated by a semicolon. It is allowed to abbreviate in a reference long titles, denoting dropped words with an ellipsis with space before and after this prescribed sign.

The editorial office address:

93a, Markova street, Vladikavkaz, Russia 362002, Geophysical Institute of VSC RAS, the editorial office of the journal «Geology and Geophysics of the South of Russia». Phone +7 (8672) 76-19-28; fax: +7 (8672) 76-40-56, e-mail: southgeo@mail.ru

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА  
ЮГА РОССИИ  
(№ 2. 2019 г. Том 9)**

Главный редактор *В.Б. Заалишвили*

Подписано в печать 10.06.2019 г. Формат 60×84 1/8.

Дата фактического выхода 30.06.2019 г.

Усл. печ. лист 14,7. Гарнитура «Times».

Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ № 67.

Свободная цена.

**Издание зарегистрировано в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-72125 от 29 декабря 2017 г.**

Издатель:

**Геофизический институт – филиал ФГБУН Федерального научного центра  
"Владикавказский научный центр Российской академии наук"**

Адрес издателя и редакции:

362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а

тел. 8 (8672) 764084; факс 8(8672) 764056

e-mail: southgeo@mail.ru

<http://geosouth.ru>

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.

362000, г. Владикавказ, пер. Павловский, 3