

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 1 / 2017



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

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 1 / 2017

Владикавказ 2017

Главный редактор

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

Заместитель главного редактора

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

Редакционный совет

академик РАН В.А. Бабешко (ЮНЦ РАН)

академик РАН А.Д. Гвишиани (ГЦ РАН)

академик РАН М.Ч. Залиханов (ГУ ВГИ)

академик РАН Ю.Г. Леонов (ГИН РАН)

академик РАН С.А. Федотов (ИФЗ РАН)

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

член-корр. РАН В.А. Снытко (ИИЕТ РАН)

Редакционная коллегия

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

к.г.-м.н. М.Г. Даниялов (ДФ ГС РАН)

д.т.н., проф. Х.Н. Мажиев (КНИИ РАН)

д.т.н. П.Е. Марченко (КБНЦ РАН)

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

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

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

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

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

д.г.-м.н. В.И. Черкашин (ИГ ДНЦ РАН)

д.г.-м.н. В.А. Широкова (ИИЕТ РАН)

И.о. ответственного секретаря

М.В. Майсурадзе (ГФИ ВНЦ РАН)

Выпускающий редактор

Х.О. Чотчаев (ГФИ ВНЦ РАН)

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

Журнал издается с 2011 года.

Периодичность издания -

4 номера в год

Учредители:

Владикавказский научный центр РАН

Дагестанский научный центр РАН

Кабардино-Балкарский научный центр РАН

Южный научный центр РАН

Комплексный научно-исследовательский институт РАН

Геофизический институт ВНЦ РАН

ISSN 2221-3198

Подписной индекс в Объединенном каталоге «Пресса России» – 29119

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

© Геофизический институт ВНЦ РАН, 2017

© Заалишвили В.Б. (ред.), 2017

Фото на обложке – село Цмыти, РСО-Алания (К.С. Харебов)

СОДЕРЖАНИЕ

Голик В. И., Каргинов К. Г., Бурдзиева О. Г., Ляшенко В. И. ОПТИМИЗАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ РАЗРАБОТКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ФАКТОРУ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ.....	5
Заалишвили В. Б., Магкоев Т. Т., Чернов Ю. К., Туаев Г. Э. ВЛИЯНИЕ МЕХАНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ И КРИОГЕННЫХ УСЛОВИЙ НА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД.....	17
Кюль Е. В. ВОПРОСЫ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ ФАКТИЧЕСКОЙ ПРИРОДНОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ КАБАРДИНО-БАЛКАРСКОЙ РЕСПУБЛИКИ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. ЧЕГЕМ).....	24
Левин Л. Э. МАГНИТУДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР ФИЗИКО- МЕХАНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНОСФЕРЫ (К 80-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ ВЫДАЮЩЕГОСЯ ГРУЗИНСКОГО СЕЙСМОЛОГА И ГЕОФИЗИКА ЛИИ ИВАНОВНЫ ТУЛИАНИ)	33
Омельченко В. Л., Рябов Г. В., Исаев В. С. ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА	40
Парада С. Г. ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА ЮГА РОССИИ.....	57
Трощенко В. В. ЦИКЛИЧНОСТЬ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОТЕКТОНИКА	73
Чернов Ю. К. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМОГЕННОГО РАЗЖИЖЕНИЯ ГРУНТОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНО- ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В п. КУДЕПСТА АДЛЕРОВСКОГО РАЙОНА г. СОЧИ)	81
Шаповалов А. В., Пашкевич М. Ю., Рязанов В. И., Шаповалов В. А., Березинский Н. А., Шереметьев Р. В., Камруков А. С. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРОЗАХ В СЕВЕРО- КАВКАЗСКОМ РЕГИОНЕ	94

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Бергер М. Г. О ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ Л. В ДЕСИНОВЫМ СТРЕМИТЕЛЬНОЙ ПОДВИЖКЕ ЛЕДНИКА КОЛКА ЗА 8 ЧАСОВ ДО КАТАСТРОФЫ 20 СЕНТЯБРЯ 2002 г. И ПРИЧИНАХ ЭТОЙ КАТАСТРОФЫ.....	102
--	-----

НАШИ ГОСТИ

Казымов И. Э., Рахимли З. С., Юзбашиева С. С. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СЕТИ GPS- СТАНЦИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА.....	109
Мутавалиев А. Т. РУДОНОСНОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВО- РУДНЫХ ТЕЛ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛТЫНТОПКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)	119

CONTENS

Golik V.I., Karginov K.G., Burdzieva O.G., Lyashenko V.I. OPTIMIZATION OF ORE DEPOSITS SEISMIC FACTOR PARAMETERS DESIGN.....	5
Zaalishvili V.B., Magkoev T.Y., Chernov Yu.K., Tuaeov G.E. INFLUENCE OF MECHANICAL ACTION AND CRYOGENIC CONDITIONS ON THE PHYSICO-CHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ROCKS	17
Kyul E.V. QUESTIONS OF COMPREHENSIVE ASSESSMENT OF ACTUAL NATURAL HAZARDS OF TERRITORY OF KABARDINO-BALKAR REPUBLIC (FOR EXAMPLE, POOLS r. CHEGEM).....	24
Levin L.E. EARTHQUAKES MAGNITUDE AS THE INDICATOR OF THE TECTONOSPHERE PHYSICOMECHANICAL PARAMETERS (TO THE 80 ANNIVERSARY OF THE PROMINENT GEORGIAN SEISMOLOGIST AND GEOPHYSICIST LEAH IVANOVNA TULIANI)	33
Omelchenko V.L., Ryabov G.V., Isaev V.S. TECTONICS AND GEOLOGIC HISTORY OF FRONT RANGE ZONE OF THE GREATER CAUCASUS	40
Parada S.G. PROMISING TYPES OF GOLDEN DEPOSITS AND ORE MANIFESTATIONS OF RUSSIAN SOUTH	57
Troschenko V.V. CYCLICITY OF COAL ACCUMULATION: ITS BEARING ON THE GEOTECTONICS	73
Chernov Yu.K. PRELIMINARY ANALYSIS OF THE SOILS SEISMOGENIC DILUTION POSSIBILITY (BASED ON THE WATER-SATURATED SANDY-ARGILLACEOUS DEPOSITS EXAMPLE IN KUDEPSTA SETTLEMENT SOCHI CITY ADLER REGION.....	81
Shapovalov A.V., Pashkevich M.Y., Ryazanov V.I., Shapovalov V.A., Berezinskiy N.A., Sheremetev R.V., Kamrukov A.S. SIMULATION OF ELECTRICAL PROCESSES IN THUNDERSTORMS IN THE NORTH CAUCASUS REGION.....	94

DISCUSSIONS, DISPUTES

Berger M.G. L.V. DESINOV ALLEGED GLACIER KOLKA RAPID MOTIONS FOR 8 HOURS BEFORE THE 20 SEPTEMBER 2002 DISASTER AND THE CAUSES OF THE DISASTER.....	102
---	-----

OUR GUESTS

Kazimov I.E., Rakhimly Z.S., Yuzbashiyeva S.S. GENERAL PRINCIPLES OF PROCESSING OF SATELLITE MEASUREMENTS BY NETWORK GPS STATIONS OF AZERBAIJAN	109
Mutavaliyev A.T. ORE POTENTIAL AND TECTONIC CONDITIONS OF FORMATION OF SKARN- ORE BODIES IN THE FIELDS OLTINTOPKAN ORE CLUSTER (NORTHERN TAJIKISTAN)	119

УДК 504.55.054:622 (470.6)

ОПТИМИЗАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ РАЗРАБОТКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ФАКТОРУ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ

© 2017 В. И. Голик^{1,2}, д.т.н., проф., К. Г. Каргинов¹, д.т.н., проф.,
О. Г. Бурдзиева², к.г.н., В. И. Ляшенко³, к.т.н.

¹ФГБОУ ВО Северо-Кавказский горно-металлургический институт (государственный технологический университет), Россия, 362021, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Николаева, 44, e-mail: v.i.golik@mail.ru;

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

³Украинский научно-исследовательский и проектно-изыскательский институт промышленной технологии, Украина, 52204, Днепропетровская обл., г. Желтые Воды, ул. Бульвар Свободы, 37

Систематизированы особенности локализации и разработки месторождений руд сложного строения с развитой тектоникой и интенсивной трещиноватостью. Приведены результаты исследования влияния взрывных работ в экспериментальном блоке. Определены количественные параметры сейсмического действия взрыва с учетом закономерностей распространения сейсмозврывных колебаний. Определена сейсмобезопасная величина заряда для промышленных и гражданских строений, жилых зданий и других объектов. Описаны закономерности распространения сейсмического действия взрыва в районе ведения горных работ. Даны рекомендации по применению природоохранных и ресурсосберегающих технологий для камерных систем разработки с закладкой выработанного пространства твердеющими смесями.

Ключевые слова: месторождение, взрыв, блок, сейсмика, колебание, заряд, технология, закладка, твердеющая смесь.

Введение

Месторождения металлических руд локализуются в залежах сложного строения с развитой тектоникой и интенсивной трещиноватостью (коэффициент структурного ослабления 0,1-0,4).

Горно-геологические и гидрогеологические условия месторождений позволяют применять технологии с заполнением выработанного пространства твердеющей смесью (рис. 1) [Бубнов и др., 1992].

Эффективность разработки таких месторождений камерными системами с закладкой выработанного пространства зависит от учета сейсмического действия взрыва при выборе параметров буровзрывных работ. Поэтому применение сейсмобезопасной технологии с сохра-

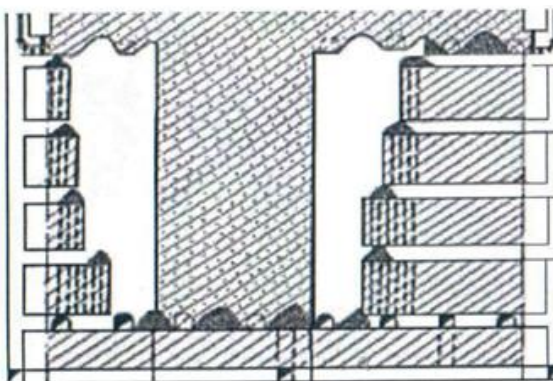


Рис. 1. Камерная система с отбойкой из подэтажных выработок и закладкой выработанного пространства твердеющими смесями

нением природно-техногенных объектов является важной научно – технической задачей.

Такие технологии применяют при отработке крутопадающих рудных залежей, например, Украины с углом падения более 50° и мощностью от 3 до 100 м. Руда и вмещающие породы – устойчивые, с коэффициентом крепости по Протодяконову не менее 12 [Голик и др., 2001].

Параметры блоков: высота – 60-70 м (обычные блоки) или 100-120 м (высокие блоки), длина – 20-100 м, ширина равна мощности рудного тела при расположении камер по простиранию залежей и 15-20 м при расположении камер вкрест простирания залежей, высота подэтажа – 10-20 м.

Запасы блока отрабатывают в одну стадию. Отработка фланговая или от центра к флангам. Выработанное пространство камер оставляется открытым или заполняется твердеющей смесью. Между камерами первой очереди оставляют целики шириной, равной ширине камер, потолочин над камерами, как правило, не оставляют. Основная часть блоков располагается по простиранию залежей (до 60%) (табл. 1).

Таблица 1.

Основные параметры очистных блоков

Элементы блока	Варианты системы разработки	
	Подэтажные орты	Подэтажные штреки
Высота камеры, м	70	70
Длина камеры, м	до 50	до 45
Ширина камеры, м	свыше 15	до 15
Высота подэтажа, м	до 15	до 15
Расстояние между дучками, м	8-10	8-10
Высота подсечки, м	10	10

Результаты исследования

Производство взрывных работ в экспериментальном блоке осуществлялось по-веерно, короткозамедленно с использованием электродетонаторов ЭДКЗ. Применяемое взрывчатое вещество (ВВ) – граммонит 79/21. Диаметр заряжаемых скважин – 85 мм. Количество скважин в веере – 13 шт. Количество взрываемого ВВ в блоке – 944 кг. Масса ВВ на интервал замедления – 578 кг.

Объектами, защищаемыми от сейсмических колебаний, являлись (рис. 2) [Ляшенко, Голик, 2006]:

- природные: пойма реки Ингул и прилегающая поверхность;
- техногенные: охранный подречной целик, подземные выработки и коммуникации;
- инженерные: линии электропередач, водопроводы, теплопроводы, канализационные сети, вентиляционный ствол с надшахтным зданием и вентилятором главного проветривания, закладочный комплекс, шурф, копры шахт;
- инфраструктура: магазин, жилые дома, административные здания.

Скорость смещения измеряли приборами-велосиметрами № 003 (МСП «МЕП-ТОН» г. Киев) и BlastMateSeries III (Instatel, Канада, Оттава). Сходимость результатов расчета оказалась достаточной при погрешности не более 15%.

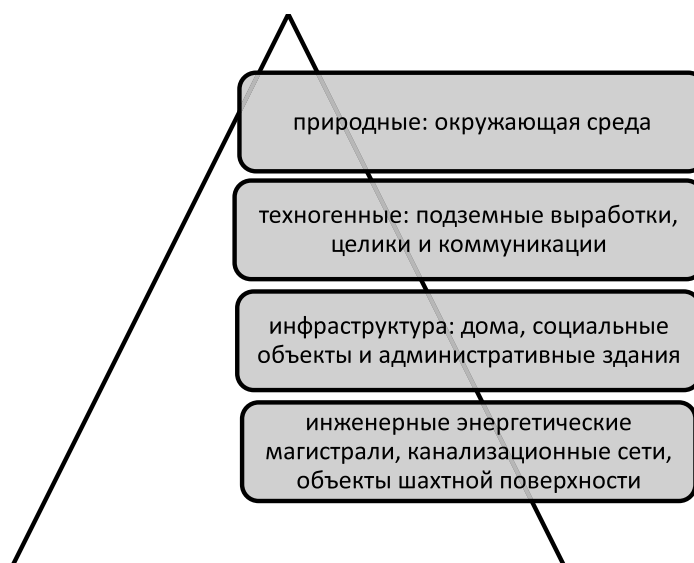


Рис. 2. Защищаемые от сейсмических колебаний объекты

При оценке сейсмического действия взрыва на сооружения, в горных массивах деформации горных пород не должны превышать пределов допустимой относительной деформации $\epsilon = 0,0002-0,0003$, гарантирующей устойчивость массивов при многократном производстве взрывных работ (табл. 2) [Ляшенко и др., 1992].

Таблица 2.

Допустимые относительные деформации

Характеристика напряженного состояния горного массива	Допустимые относительные деформации
Не удароопасные ($K_v < 0,7$)	0,00030
С низкой вероятностью горных ударов ($K_v \geq 0,71-0,90$)	0,00025
Предрасположенные к горным ударам (образование заколов, шелушение, стреляние); ($K_v > 0,91$)	0,00020

Количественные параметры сейсмического действия взрыва определяют на основании закономерностей распространения сейсмозрывных колебаний в средах. Если отношение расстояния от пункта регистрации r к высоте выработки скважин h превышает величину $r/h \geq 2,5$, группу скважинных зарядов рассматривают как сосредоточенный (сферический) заряд. Скорость смещения в результате взрыва [Голик, 2014]:

$$U = K \left(\frac{\sqrt[3]{Q}}{r} \right)^n, \text{ см/с,}$$

где K – коэффициент, характеризующий свойства проводящей сейсмические колебания среды; $\rho = \frac{\sqrt[3]{Q}}{r}$ – приведенная масса заряда, кг/м; Q – масса заряда, кг; r – расстояние от места взрыва до пункта наблюдения, м; n – коэффициент, характеризующий условия взрывных работ.

Допустимая масса заряда при известном расстоянии до охраняемых объектов:

$$Q = \left[\frac{U_{\text{дон}}}{K} \right]^{3/n} r^3, \text{ кг.}$$

Безопасное расстояние по сейсмическому действию взрыва при известной массе заряда:

$$r = \left[\frac{K}{U_{\text{дон}}} \right]^{1/n} \sqrt[3]{Q}, \text{ кг.}$$

Если же $r/h < 1$, веер скважин представляет собой систему зарядов с различной концентрацией ВВ по длине. Тогда зависимость скорости смещения от расстояния:

$$U = f(Q^n) \exp(-\alpha \cdot r),$$

где $f(Q^n)$ – функция, характеризующая условия расхождения фронта сейсмической волны; $\exp(-\alpha \cdot r)$ – экспонента, характеризующая затухание сейсмических колебаний с увеличением расстояния от места взрыва вследствие их поглощения; α – коэффициент поглощения.

При $r/h < 1$ совокупность скважинных зарядов в веере можно рассматривать как плоский заряд:

$$f(Q^n) = k q_1^{n_1} q_2^{n_2},$$

где q_1, q_2 – соответственно, удельная концентрация ВВ (вредных веществ) на 1 м^2 площади веера скважин S и на 1 м скважины L , кг; $q_1 = Q/S$, $q_2 = Q/L$; k и n_1, n_2 – коэффициенты.

Коэффициенты K ; k ; n ; n_1 определяются замерами в шахтных условиях.

Основным условием сохранности поверхностных и подземных объектов является сохранение породного массива и окружающей среды. Величина относительных деформаций при взрыве E_b не должна превышать E_d [Ляшенко, Голик, 2004]:

$$E_d \geq E_b$$

С учетом двукратного запаса прочности при взрыве ВВ:

$$E_b = \frac{V_b}{2C_p}$$

где V_b – скорость смещения при взрыве, см/с; C_p – скорость распространения продольных волн в породах, см/с.

Для обеспечения сохранности объектов и устойчивости обнажений, скорость смещения V_b не должна превышать допустимой V_d (табл. 3).

При производстве подземных взрывов сейсмические сотрясения испытывают как поверхностные, так и подземные объекты.

Сейсмобезопасная масса заряда для промышленных и гражданских строений, жилых зданий и других объектов, расположенных на поверхности:

$$Q = \left(\frac{V_d}{38,4} \right)^{2,68} \cdot R^3, \text{ кг.}$$

Таблица 3.

Допустимая скорость смещения для сооружений по классам

Горные породы	Скорость продольных волн, м/с*10 ³	Допустимая скорость смещения для сооружений по классам, см/с			
		I	II	III	IV
Рыхлообломочные отложения и наносы	1-2	4,08	8,2	12,2	20,4
Сильно трещиноватые с глиной и пористостью	2-3	6,8	13,6	20,3	34,0
Скальные со значительной трещиноватостью	3-4	9,5	19,0	28,4	47,5
Относительно монолитные с отдельными трещинами	4-5	12,2	24,4	36,7	60,0
Монолитные, слаботрещиноватые	5-6	14,9	29,8	44,6	74,5
Крепкие и монолитные	6-7	17,8	35,6	53,3	89,0

Сейсмобезопасная масса заряда для подземных сооружений (стволы шахт, камеры водоотлива, электроподстанции, окоlostвольные дворы) и обнажений выработок, пройденных в массиве горных пород:

$$Q = \left(\frac{V_d}{575} \right)^{1,44} \cdot R^3, \text{ кг.}$$

Зависимость скорости смещения от расстояния и концентрации ВВ на 1 м длины скважины:

$$V = 4,3 q_2^{1,66} \times \exp(-0,02 r) 10^{-2}, \text{ см/с.}$$

К геологическим факторам, влияющим на интенсивность сейсмозрывных волн, относятся прослойки рыхлых отложений, тектонические разломы, обводненность массива и др. Интенсивность колебаний зависит от мощности наносов: чем она больше, тем выше их поглощающая способность. При прохождении взрывных волн сквозь закладочный материал интенсивность сейсмических колебаний уменьшается в 1,5-2,0 раза (табл. 4) и [Golik et al., 2015a].

Основным критерием оценки сейсмического действия взрыва является скорость смещения грунта. Допустимая скорость смещения: 1 см/с – для нарушенных зданий и комфортного проживания населения, 3 см/с – для жилых зданий, находящихся в хорошем состоянии, 5 см/с – для сохранения водного объекта [Golik et al., 2016].

Сейсмобезопасная масса заряда при различных расстояниях от взрыва до охраняемых объектов представлена в табл. 5.

Закономерности распространения сейсмического действия взрыва (рис. 3):

– для рудных охранных целиков, подземных выработок и горных массивов, расположенных параллельно вееру взрывных скважин:

$$U = 575 r^{2,08}, \text{ см/с,}$$

– для кровли, бортов камер и породных целиков, расположенных нормально к вееру взрывных скважин:

$$U = 145 r^{2,08}, \text{ см/с,}$$

– при воздействии и распространении сейсмозрывных волн в искусственном массиве:

$$U = 85 r^{1,28}, \text{ см/с.}$$

Таблица 4.

Оценка уровня сейсмоколебаний

Ситуация при взрывании	Изменение скорости смещения, ед	Возможное изменение массы заряда, ед
Объект от заряда находится:		
с тыльной стороны	Принято за 1,0	Не изменяется
с фронтальной стороны,	Уменьшение – 2,0	Увеличение – 2,6
с фланга	уменьшение – 1,5	увеличение – 1,75
Взрывание:		
при образовании щели	Уменьшение – 2,0	Увеличение – 2,6
при отбойке вееров	уменьшение – 1,5	увеличение – 1,75
Прохождение взрывной волны сквозь открытое пространство	Уменьшение – 2	Увеличение – 2,6
Применяемое ВВ:		
граммонит 79/21	Принято за 1,0	Не изменяется
гранулит АС-4	Увеличение – 1,03	Уменьшение – 1,05
гранулит АС-8	увеличение – 1,12	уменьшение – 1,15
Мощность наносов в основании объекта:		
10 м	Принято за 1,0,	Не изменяется,
>10 м	уменьшение – 1,5-2,0	Увеличение – 1,2
Охраняемый объект находится за тектоническим разломом (экраном)	Уменьшение – 1,1-1,13	Увеличение – 1,15

Таблица 5.

Сейсмобезопасная масса заряда при взрыве вееров и рядов скважин

Глубина взрывных работ, горизонт, м	160	180	192	204	230	260	285	300
Сейсмобезопасная масса заряда, кг	75	105	130	150	220	320	420	490
Расчетный интервал замедления, м/с	50	53	55	57	60	65	68	70

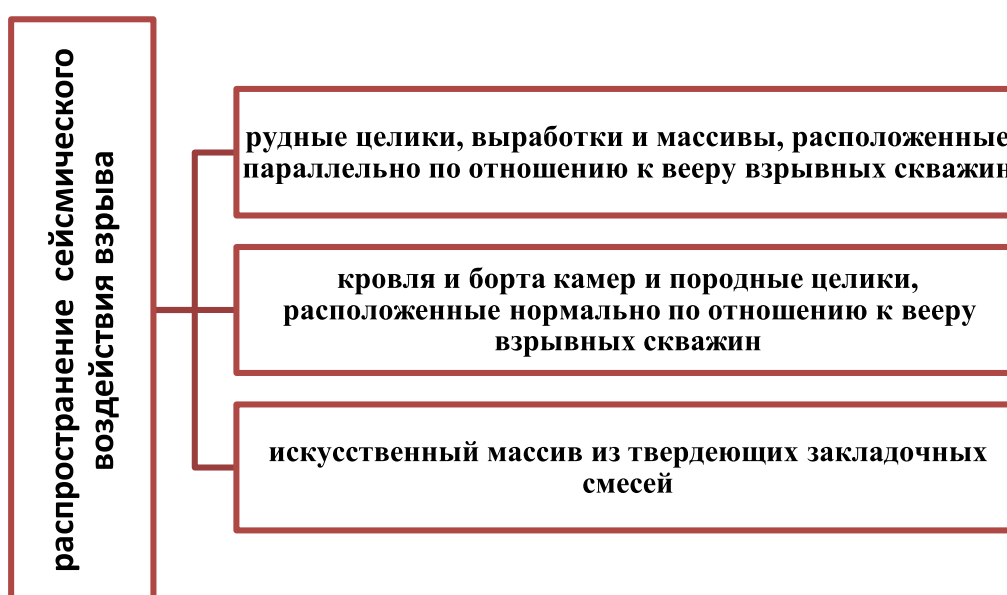


Рис. 3. Скорость распространения сейсмического воздействия

Изменение скорости смещения в ближней зоне в зависимости от концентрации ВВ на 1 м² площади веера и на 1 м скважины [Исмаилов и др., 2005]:

$$U = 4,5q_1^{2,1} \times \exp(-0,02r) 10^{-2};$$

$$U = 4,3 q_2^{1,66} \times \exp(-0,02r) 10^{-2}.$$

Допустимые скорости смещения и концентрации ВВ на 1 м² площади веера и на 1 м длины скважины для подземных объектов двух шахт при взрывании веерных скважинных зарядов приведены в табл. 6 и 7.

Таблица 6.

Реакция объектов на взрывное сотрясение

Объект	Допустимая скорость смещения, см/с
Расположение параллельно скважинным зарядам	
Охранный целик	24
Рудный, междокамерный целики	36
Выработки	44
Расположение нормально к скважинным зарядам	
Борта камер, потолочина	36
Выработки	44
Закладочный массив	26

Таблица 7.

Допустимые концентрации ВВ

Объект	Допустимая скорость смещения, см/с	Допустимая удельная концентрация ВВ	
		На 1 м ² площади веера, кг/м ²	На 1 м скважины, кг/м
Закладочный массив	26	2,31	2,95
Рудные целики	36	2,69	3,59
Борта камер, потолочина	40	2,83	3,83
Очистные выработки	44	2,96	4,05

При отработке рудных залежей в зонах динамического проявления горного давления горные работы ведут так, чтобы их фронт удалялся от зон, а эксплуатационные блоки нарезают с учетом распространения сейсмозрывных волн через отработанные камеры, а не через целик [Мельков, Заалишвили, 2008].

Измерение скоростей смещения грунта в зоне жилой застройки города, вызванных сейсмическими колебаниями от подземных взрывов, проведены в условиях месторождения Украины. Взрывание зарядов порядное и повеерное, с использованием электродетонаторов короткозамедленного действия. Применяемые ВВ – граммонит 79/21 и аммонит №6ЖВ. Диаметр заряжаемых скважин 67,85 мм. Количество скважин в веере от 17 до 18, в ряду – от 10 до 14 шт. Количество взрываемого ВВ в блоке изменялось от 272 до 726 кг. Масса ВВ на интервал замедления изменялась от 61,4 до 271 кг. Серии замедлений изменялись от 1 до 9. Контрольные замеры проводились на девяти пунктах наблюдений.

Снижение сейсмического действия взрыва обеспечивает сохранность поверхностных объектов в районе ведения горных работ, в частности, путем применения природоохранных и ресурсосберегающих технологий [Голик и др., 2014].

Установлено, что отработку рудной залежи или ее части очистные блоки целесообразно производить так, чтобы ветхие здания находились по отношению к плоскости взрыва с фланга; создавать экранирующую щель; отрезную щель размещать в центре блока, что разделяет фронт волны и уменьшает сейсмическое воздействие на охраняемые объекты; при фланговой отработке или с висячего бока залежи камерных запасов, отбойку руды вести с опережением верхнего этажа на величину 3-4 линий наименьшего сопротивления (ЛНС); применять внутривеерное замедление (2 интервала); применять диаметр взрывных скважин в веере не более 65 мм [Ляшенко и др., 2000].




При взрывных работах масса заряда на одно замедление не должна превышать 600 кг; масса заряда на один взрыв в одном блоке не должна превышать 2500 кг; количество взрываемых блоков – не более двух; время задержки между взрывами в блоках определяется продолжительностью сейсмозрывных сотрясений и во избежание интерференции колебаний рекомендуется не менее 3 с; интервал замедления между группами взрываемых зарядов принимать не менее 50 м/с, а при меньшем времени замедления число взрываемых групп зарядов должно быть ограничено пятью-шестью; количество взрывов в год не должно превышать 100-150.

В результате выполненных расчетов осуществлено прогнозирование смещения грунтов поверхности в районе жилой застройки (табл. 8).

Таблица 8.

Прогнозирование скорости смещения поверхности

Масса заряда на интервал замедления, кг	Скорость смещения, см/с					
	Расстояние от места взрыва до объектов, м					
	100	125	150	200	250	300
100	1,08	0,69	0,48	0,27	0,17	0,12
125	1,25	0,80	0,56	0,31	0,20	0,14
150	1,41	0,90	0,63	0,35	0,23	0,16
175	1,56	1,00	0,70	0,39	0,25	0,175
200	1,71	1,09	0,76	0,43	0,27	0,19
225	1,85	1,18	0,82	0,46	0,30	0,205
250	1,98	1,27	0,88	0,49	0,32	0,22
300	2,24	1,43	1,00	0,56	0,36	0,25
400	2,72	1,73	1,21	0,68	0,43	0,30
500	3,15	2,02	1,40	0,79	0,50	0,35
700	3,91	2,52	1,75	0,98	0,63	0,44
1000	5,0	3,20	2,22	1,25	0,80	0,56

-  – зона запредельных значений;
-  – зона допустимых значений при низкой частоты взрывов;
-  – зона допустимых значений при высокой частоты взрывов.

Опытным путем определена необходимость снижения скорости смещения грунтов до допустимых значений (ниже 0,8 см/с) за счет уменьшения заряда ВВ на одно замедление в два раза (до 0,4-0,5 см/с).

При расчете безопасной массы заряда ВВ на одно замедление для месторождения, расположенного под жилой застройкой города, установлено, что скорость смещения грунтов при взрывании слоя с высотой подэтажа 15 м, шириной камеры 15 м, расчетной линией наименьшего сопротивления 1,7 м при $m = 1$, $a = 1,7$ м и расходе ВВ $1,42 \text{ кг/м}^3$, а также расстоянии от поверхности с жилой застройкой до геометрического центра веерного заряда 168 м, превысила допустимую $0,5 \text{ см/с}$ и составила $0,74 \text{ см/с}$ [Ляшенко, Голик, 2005].

При тех же параметрах и высоте подэтажа 10 м и расстоянии от места взрыва до поверхности 163 м скорость смещения на одно замедление составила $0,59 \text{ см/с}$, что также превышает допустимую величину. Установлены допустимые скорости смещения для высоты подэтажей от 7,5 м до 15 м (рис. 4).

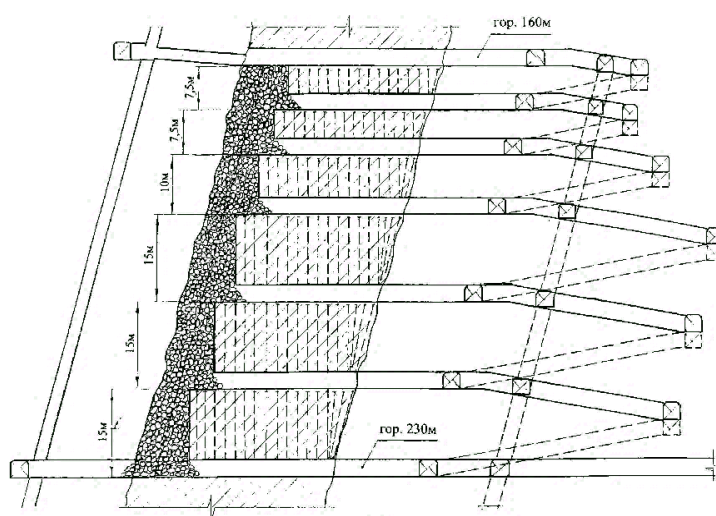


Рис. 4. Безопасная по сейсмическим сотрясениям высоты подэтажа

Сейсмозрывные сотрясения не должны превышать пределов: допустимая скорость для зданий в хорошем состоянии – $3,0 \text{ см/с}$; в удовлетворительном – $2,0 \text{ см/с}$; в неудовлетворительном и ветхом – $1,0 \text{ см/с}$.

Для безопасности объектов инфраструктуры допустима скорость смещения до $0,8 \text{ см/с}$ с использованием рекомендуемой технологии взрывных работ.

Для обеспечения в районе жилой застройки нормативной скорости смещения грунтов поверхности $0,5 \text{ см/с}$ высота подэтажей должна быть уменьшена с 15 до 7,5 м.

Выводы

На основе результатов многолетних исследований для камерных систем разработки с закладкой выработанного пространства возможны рекомендации:

1. Сейсмозрывные сотрясения не должны превышать предельных скоростей смещения: для зданий в хорошем состоянии – $3,0 \text{ см/с}$; в удовлетворительном – $2,0 \text{ см/с}$; в неудовлетворительном и ветхом – $1,0 \text{ см/с}$.

2. При проектировании горных работ необходимо:

- очистные блоки планировать так, чтобы ветхие здания находились по отношению к плоскости взрываемых вееров или с фронта, или с фланга;
- отрезную щель располагать в центре блока;

- при фланговой выемке камерных запасов, отбойку руды вести с опережением верхнего этажа на величину 3-4 линий наименьшего сопротивления;
- сейсмическая безопасность достигается при отбойке веерами скважин диаметром 65-85 мм;
- эффективно экранирование сейсмозрывных волн при отбойке массива в очистных блоках;
- масса заряда на один взрыв в одном блоке не должна превышать 1500 кг;
- количество одновременно взрывааемых блоков должно быть не более двух;
- интервал замедления между группами взрывааемых зарядов составляет 50 м/с и более.

Установленные закономерности природных и техногенных объектов горного производства могут быть использованы при оптимизации параметров разработки рудных месторождений по фактору сейсмостойкости в пределах горнодобывающих регионов России, например, Северного Кавказа [Воробьев и др., 1998; Каплунов и др., 2015]. Разработки представляют интерес для решения традиционно важных проблем горного дела в ведущих центрах добычи полезных ископаемых подземным способом [Каплунов и др., 2015; Бурдзиева, 2010; Golik et al., 2015б, в; Haifeng Wang et al., 2012].

Литература

1. Бубнов В. К., Спиринов Э. К., Капканщиков А. М. и др. Теория и практика добычи полезных ископаемых для комбинированных способов выщелачивания. – Акмола: Жана Арка, 1992. – 545 с.
2. Бурдзиева О. Г. Динамика изменения природной среды горного региона под влиянием горнодобывающей деятельности // Проблемы региональной экологии. – 2010, № 5. – С. 17-27.
3. Воробьев А. Е., Голик В. И., Лобанов Д. П. Приоритетные пути развития горнодобывающего и перерабатывающего комплекса Северо-Кавказского региона. – Владикавказ: Рухс, 1998. – 321 с.
4. Голик В. И. Природоохранные технологии разработки рудных месторождений. Учебное пособие. – М.: Инфра – М, 2014. – 190 с.
5. Голик В. И., Заалишвили В. Б., Бурдзиева О. Г. Геофизический мониторинг подземной разработки месторождений. – М.: ГИАБ, 2014. – № 2. – С. 34-39.
6. Голик В. И., Хадонов З. М., Габараев О. З. Управление технологическими комплексами и экономическая эффективность разработки рудных месторождений. – Владикавказ, 2001. – 390 с.
7. Гуриев Г. Т., Воробьев А. Е., Голик В. И. Человек и биосфера: устойчивое развитие. – Владикавказ: Терек, 2001. – 474 с.
8. Исмаилов Т. Т., Голик В. И., Дольников Е. Б. Специальные способы разработки месторождений полезных ископаемых. – М.: МГГУ, 2005. – 331 с.
9. Каплунов Д. Р., Рыльникова М. В., Радченко Д. Н. Проблема использования возобновляемых источников энергии в ходе разработки месторождений твердых полезных ископаемых. Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2015. – № 1. – С. 88-96.
10. Ляшенко В. И., Коваленко В. Н., Голик В. И., Габараев О. З. Бесцементная закладка на горных предприятиях. – Москва, 1992. – 95 с.

11. Ляшенко В. И., Голик В. И., Габараев О. З. Комбинированные технологии, сочетающие открытый и подземный способы разработки месторождений сложной структуры // Цветная металлургия. – 2000. – № 10. – С. 1-7.

12. Ляшенко В. И., Голик В. И. Научные основы управления состоянием горного массива при подземной разработке месторождений сложной структуры // Геотехническая механика: Межотраслевой сборник научных трудов. Институт геотехнической механики им. М. С. Полякова НАН Украины. – Днепропетровск. – 2004. – Вып. 51. – С.135-143.

13. Ляшенко В. И., Голик В. И. Геомеханический мониторинг горного массива при подземной разработке месторождений сложной структуры // Металлургическая и горнорудная промышленность. – 2005. – № 2. – С.68-71.

14. Ляшенко В. И., Голик В. И. Научные основы управления состоянием горного массива при подземной разработке урановых месторождений // Науковий вісник НГУ України. – 2006. – № 1. – С. 22-27.

15. Мельков Д. А., Заалишвили В. Б. Моделирование параметров управления массивом при подземной разработке месторождений // Деп. в МГГУ. 12.09.08. №659/11-08. – М. – 2008. – 12 с.

16. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Khasheva Z. The effectiveness of combining the stages of ore fields development // Metallurgical and Mining Industry. – 2015a. – Т. 7. № 5. – Pp. 401-405.

17. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Burdzieva O. Simulation of rock massif tension at ore underground mining // Metallurgical and Mining Industry. – 2016. – № 7. – Pp.76-79.

18. Golik V., Komashchenko V., Morkun V. Geomechanical terms of use of the mill tailings for preparation // Metallurgical and Mining Industry. – 2015b. – № 4. – Pp. 321-324.

19. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Khasheva Z. The effectiveness of combining the stages of ore fields development // Metallurgical and Mining Industry. – 2015 в. – № 5. – Pp. 401-405.

20. Haifeng Wang, Yaqun He, Chenlong Duan, Yuemin Zhao, Youjun Tao, Cuiling Ye. Development of Mineral Processing Engineering Education in China University of Mining and Technology // Advances in Computer Science and Engineering. AISC 141. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. – 2012. – Pp. 77-83.

OPTIMIZATION OF ORE DEPOSITS SEISMIC FACTOR PARAMETERS DESIGN

© 2017 V. I. Golik^{1,2}, Sc. Doctor (Tech.), prof., K. G. Karginov¹, Sc. Doctor (Tech.),
prof., O. G. Burdzieva², Sc. Cand. (Geogr.), V. I. Lyashenko³, Sc. Cand. (Tech.)

¹North Caucasian Institute of Mining and Metallurgy (State Technological University),
Russia, 362201, RNO-Alania, Vladikavkaz, Nikolaev str., 44, e-mail: v.i.golik@mail.ru;

²Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov
street, 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

³Ukrainian Scientific-research and Design Research Institute of Industrial Technology,
Ukraine, 52204, Dnipropetrovsk oblast, Zholti Vody, Freedom Boulevard str., 37

Systematized features of localization and development of ore deposits complex structure developed tectonics and intense fracturing. The results of studies of the effect of blasting operations in the experimental section. The quantitative parameters of the seismic action explosion taking into account the laws of propagation of seismic vibrations. Determined seismic safety for industrial and civil buildings, residential buildings and other objects of value of the charge. The regularities of seismic action of explosion in the area of mining. Recommendations on the use of environmental and resource-saving technologies for the development of camera systems with laying out space hardening mixtures.

Keywords: Mine explosion, power, seismic, swing, battery technology, bookmark, hardening mixture.

УДК 550.32

ВЛИЯНИЕ МЕХАНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ И КРИОГЕННЫХ УСЛОВИЙ НА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД

© 2017 В. Б. Заалишвили^{1,3}, д.ф.-м.н., проф., Т. Т. Магкоев^{1,2}, д.ф.-м.н., проф.,
Ю. К. Чернов¹, д.ф.-м.н., проф., Г. Э. Туаев¹, аспирант

¹Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ,
ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Северо-Осетинский государственный университет им. К. Л. Хетагурова,
Россия, 362025, Владикавказ, ул. Ватутина, 44-46;

³Комплексный научно-исследовательский институт им. Х. И. Ибрагимова РАН,
364051, Грозный, Старопромысловское шоссе, 21а

В статье рассматривается изменение внутренней структуры горной породы под влиянием механического и криогенного воздействия. Проведены три экспериментальных исследования с гранитными образцами горных пород. Первый эксперимент показал, что механическое воздействие изменяет кристаллическую структуру гранита, а второй эксперимент полностью сходится с теорией, и показывает, что горные породы разрушаются быстрее при воздействии с высокой скоростью, чем при постоянной либо плавно повышающейся нагрузке. В третьем эксперименте образцы гранита были погружены в жидкий азот (77,4 К) и жидкий гелий (4,2 К).

Ключевые слова: гранит, дифрактограмма, кристаллическая структура, одноосное сжатие, деформация, разрушение.

Введение

Анализ поведения горных пород при импульсных нагрузках показывает, что их реакция характеризуется такими особенностями, которые полностью определяются совокупностью возникающих внутренних изменений той или иной среды при высокоинтенсивных воздействиях на субмикронном уровне. Изменения на атомно-молекулярном уровне определяют физические и химические характеристики вещества. В настоящей статье приведены результаты исследования влияния на физико-химические характеристики горных пород механического воздействия и криогенных условий. Для исследования были выбраны образцы гранита.

Гранит (итал. *granito*, от лат. *granum* — зерно) магматическая плутоническая горная порода кислого состава, нормального ряда щёлочности. Состоит из кварца, плагиоклаза, полевого шпата и различных слюд. Граниты весьма широко распространены в континентальной земной коре. Эффузивные аналоги гранитов — риолиты. Плотность гранита — 2600 кг/м³, прочность на сжатие до 300 МПа. Температура плавления 1215–1260°C (2219–2300°F) [Петрографический кодекс России, 2008]. В условиях присутствия воды и давления температура плавления значительно снижается, достигая 650°C [Петрографический кодекс России, 2008]. Средний химический состав гранита: SiO₂ 68–73%, TiO₂ 0,1–0,6%, Al₂O₃ 12–15,5%, Fe₂O₃ 0,5–2,5%, FeO 0,5–3%, MgO 0,1–1,5%, CaO 1,5–4%, Na₂O 3–6%, K₂O 0,5–3% [www.instron.ru, 2013].

В связи с тем, что гранит имеет поликристаллическую структуру, имеется возможность исследовать образцы с помощью рентгеноструктурных методов анализа.

Целью нашего исследования, как уже отмечалось, являлось исследование влияния изменений на атомно-молекулярном уровне при интенсивных нагрузках (субмикронный уровень) на состояние горной породы (макроуровень). Для этого было проведено экспериментальное наблюдение поведения гранитного образца под большим давлением.

Экспериментальные исследования

В цехах ОАО «КЕТОН» гранитный образец в виде обломка со случайными формами подвергался сжатию под нагрузкой 800 кг на установке 2ГА-5В (рис. 1). После разрушения импульсным методом, образец доводился до пескообразного состояния, далее в течение 60 секунд оставался под достигнутой нагрузкой, после чего нагрузка снималась. Этого времени по нашим оценкам было достаточно для завершения структурных изменений вещества и перехода в новое состояние. Для получения более точных результатов за счет исключения влияния неподготовленной формы образца и связанного с этим случайного распределения концентраций прямых и касательных напряжений, необходимо соблюдать плоскопараллельность поверхностей сжатия.

На следующем этапе в Центре коллективного пользования «Физика и технологии наноструктур» на базе СОГУ им. К. Л. Хетагурова на дифрактометре Shimadzu XRD-7000 были сняты две дифрактограммы до и после сжатия (рис. 2 и рис. 3).

Сравнивая полученные результаты, можно предположить, что изменения интенсивности пиков связаны с изменением внутренней структуры вещества. Если в первом случае мы видим два пика и (малое отношение сигнал/шум) ярко выраженные шумы (рис. 2), то после сжатия и разрушения горной породы на дифрактограмме (рис. 3) можно видеть смещение пиков влево при одновременном их сближении и уменьшении уровня шума. На рис. 2 и рис. 3 по оси абсцисс показано изменение угла падения, а по оси ординат интенсивность излучения.

Ещё один результат был получен на установке INSTRON 5967 (рис. 4) в Лаборатории композиционных материалов г. Дубна. Технические характеристики испы-



Рис. 1. Установка 2ГА-5В ($P = 320 \text{ кгс/м}^2$)

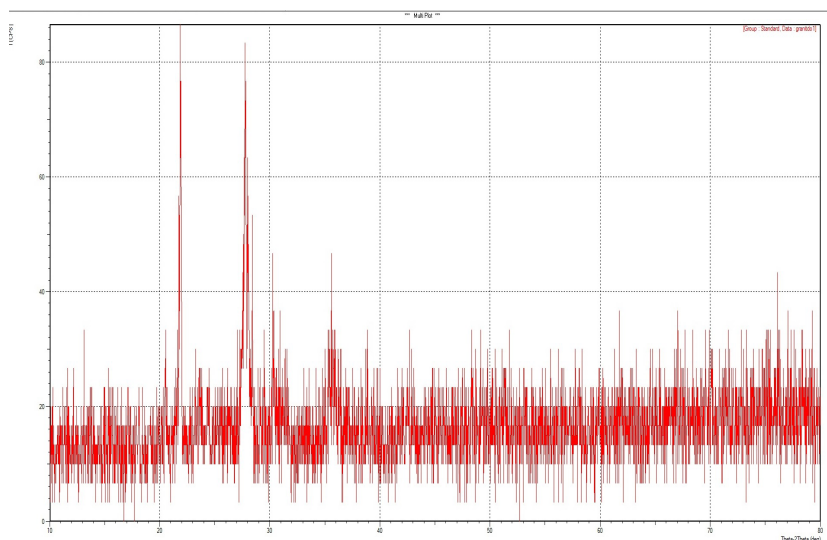


Рис. 2. Дифрактограмма гранита до сжатия

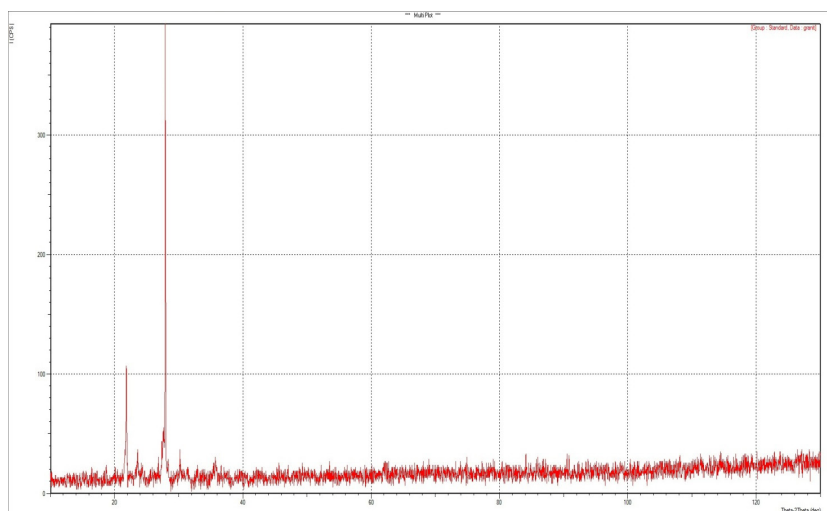


Рис. 3. Дифрактограмма гранита после сжатия.

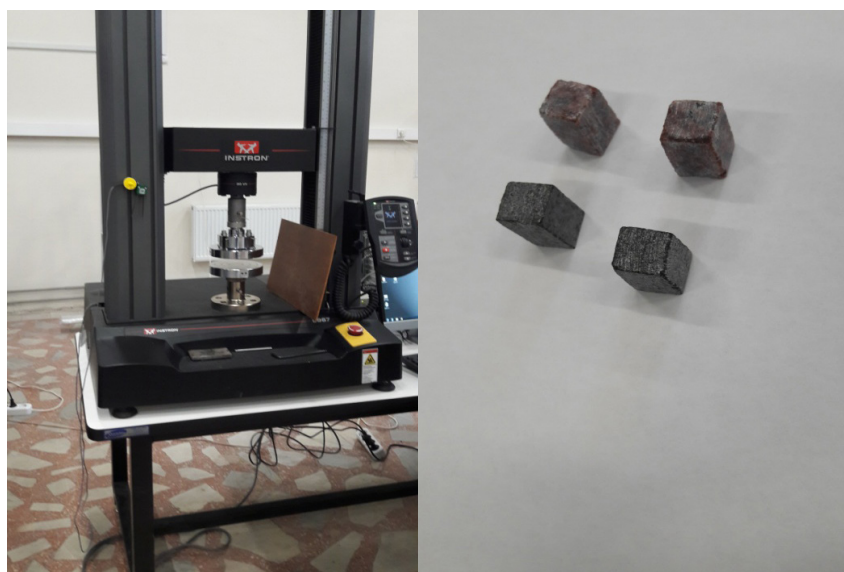


Рис. 4. Установка INSTRON

тательной машины INSTRON позволяют совершать нагрузки в 30 кН, при максимальной скорости 1000 мм/мин [www.instron.ru, 2013].

Для исследования были использованы образцы горной породы в виде красного и черного гранита, которые в данном эксперименте имели параллельные плоскости сжатия. Каждый образец представлял из себя параллелепипед. Всего было подготовлено 4 образца: два образца из красного индийского гранита (образцы 1 и 2), и два образца из чёрного китайского гранита (образцы 3 и 4). Различный цвет образцов подразумевает разный минералогический и химический состав образцов. Далее образцы были подвергнуты одноосному сжатию с усилиями разрушающей нагрузки и предела прочности каждого исследуемого образца.

Образец 1 подвергался статическому сжатию до появления первых механических повреждений, отражающихся на соответствующих графиках характерными импульсами, после чего нагрузка снималась. Необходимо отметить, что образец, на первый взгляд, сохранил свою форму, хотя последующий более детальный анализ выявил наличие микротрещин в поверхностных частях образца (рис. 5, кривая 1).

Следующий, образец 2 также был доведён до появления первого импульсного изменения реакции на нагрузку (рис. 5, кривая 2) и далее, при установившейся постоянной (статической) нагрузке образец подвергался дополнительному сжатию в течение 120 секунд, а далее был доведён до предельных деформаций, обусловивших появление, т. н. момента начала необратимого разрушения (рис. 5, кривая 3).

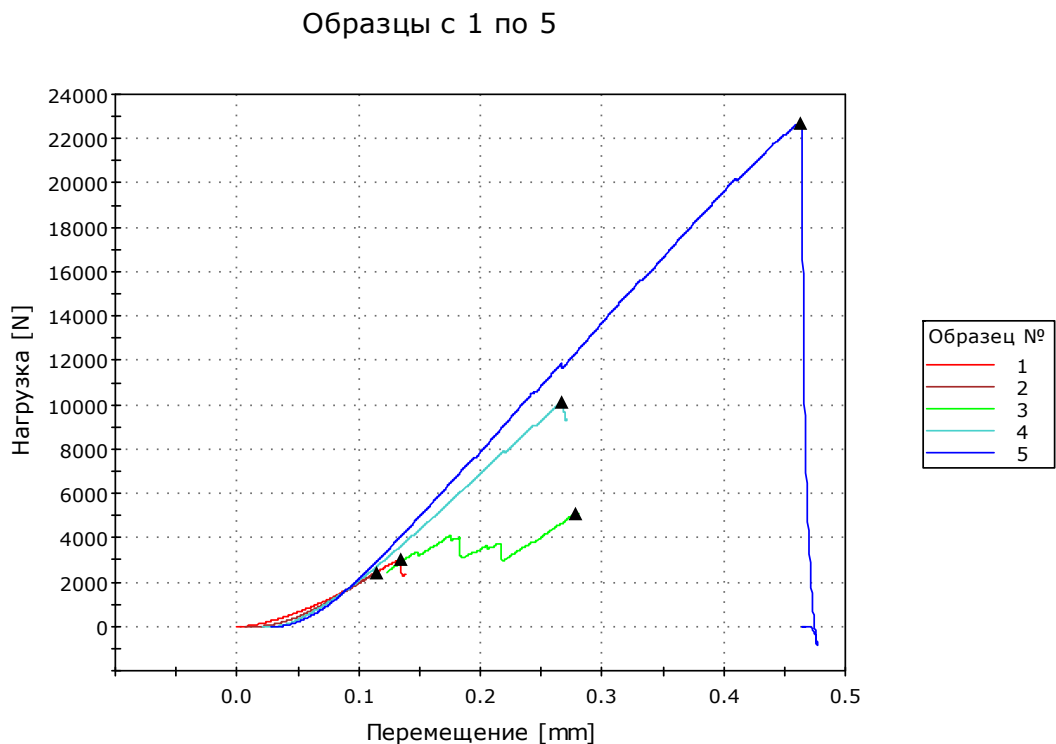


Рис. 5. Зависимость уровня нагрузки на образцы гранита от перемещения сжимающих областей

Следующий образец под номером 3 был также подвержен сжатию до появления первого импульсного изменения реакции на нагрузку. Далее нагрузка была полностью сброшена, т. е. последовательность экспериментальных действий была аналогична действиям, которые реализовывались при проведении эксперимента в случае образца 1 (рис. 5, кривая 4).

Следующий образец 4 при монотонно увеличивающемся уровне сжатия был доведён до полного разрушения (рис. 5, кривая 5).

Исходя из полученных результатов, можно отметить, что монотонная нагрузка на образец менее разрушительна, чем относительно быстро меняющаяся во времени нагрузка.

Описанные результаты экспериментальных исследований представлены на рис. 5 (кривые 1-5) и сведены в табл. 1.

Таблица 1.

Данные экспериментальных исследований

№ п/п	Маркировка образца	Длина [мм]	Ширина [мм]	Высота [мм]	Разрушающая нагрузка [Н]	Предел прочности [МПа]
1	1	11,30	10,60	20,1	3051,3	25,5
2	2	11,15	11,10	20,2	2451,7	19,8
3	2	11,15	11,10	20,2	5110,9	41,3
4	3	10,80	10,56	20,0	10108,3	88,6
5	4	11,35	11,04	20,0	22712,0	181,3

В третьем эксперименте исследовалось влияние низких температур на внутреннюю структуру гранита (криогенные условия). Всего исследовались: 5 образцов для воздействия азотом, 3 образца для воздействия гелием и один исходный образец:

1. granit0 — исходный образец при комнатной температуре
2. azot1-60 секунд воздействия жидким азотом
3. azot³-180 секунд воздействия жидким азотом
4. azot5-300 секунд воздействия жидким азотом
5. azot10-600 секунд воздействия жидким азотом
6. azot15-900 секунд воздействия жидким азотом
7. geliy1-60 секунд воздействия жидким гелием
8. geliy³-180 секунд воздействия жидким гелием
9. geliy6-360 секунд воздействия жидким гелием

Подготовка образцов была проведена в Лаборатории ФВЭ Объединенного института ядерных исследований (ОИЯИ) г. Дубна.

Далее каждый образец исследовался с помощью дифрактометра Shimadzu XRD-7000 в Центре коллективного пользования «Физика и технологии наноструктур» СОГУ. Полученные дифрактограммы показали, что криогенное воздействие возможно оказывает «эффект холодного сжатия», то есть более холодная поверхность пытается сжать образец, в то время как более тёплое ядро проявляет обратные свойства.

Таблица 2.

**Значения углов для образцов, при которых достигается
максимальная интенсивность**

I	granit0 2θ	azot1 2θ	azot ³ 2θ	azot5 2θ	azot10 2θ	azot15 2θ	geliy1 2θ	geliy ³ 2θ	geliy6 2θ
max	26,20	26,69	20,98	20,82	26,56	28,14	27,74	28,22	27,40

Из данных таб. 2 видно, что при охлаждении происходит изменение текстуры породы, что подтверждается уменьшением угла, а при дальнейшем «насыщении» увеличением угла. Если же говорить о других интенсивностях на дифрактограммах других образцов, то можно отметить значительные отличия. При этом отмечается последовательная зависимость от времени воздействия. Образцы исследовались через 55 суток после воздействия, что говорит о необратимости процессов, происходящих в структуре породы при криогенном воздействии.

Выводы

В результате проведенного исследования показано, что статическое механическое воздействие порядка 3000-8000 Н приводит к изменению структуры образца с возможным изменением атомно-молекулярного состояния и строения исследуемого образцов. Криогенное воздействие также может быть причиной физико-химических изменений в горных породах. Полученные результаты можно расценивать как реализацию процесса механохимического синтеза, происходящего в горных породах в процессе сейсмической активности и оледенении пород, ключевым фактором которого следует считать изменение атомной кристаллической структуры горной породы.

Благодарности

Авторы статьи выражают благодарность Лаборатории композиционных материалов г. Дубна за предоставленную возможность проведения эксперимента по сжатию гранитных образцов на испытательной машине Instron 5967.

Также отдельную благодарность авторы статьи выражают ведущему научному сотруднику ОИЯИ ЛФВЭ Генриху Малиновскому, за возможность подготовки образцов гранита для криогенных исследований горных пород.

Литература

1. Петрографический кодекс России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. — С. 144. — 200 с. — 1 500 экз. — ISBN 978-5-93761-106-2
2. Instron — сайт разработчика — режим доступа: <http://www.instron.ru/~media/literature-library/products/2013/02/5960-series-dual-column-tabletop-5kn--50kn.pdf?la=en>

INFLUENCE OF MECHANICAL ACTION AND CRYOGENIC CONDITIONS ON THE PHYSICO — CHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ROCKS

© 2017 V. B. Zaalishvili^{1,3}, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., T. Y. Magkoev^{1,2}, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., Yu. K. Chernov¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., G. E. Tuaeov¹, Postgraduate student

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

²North-Ossetian state University after. K. L. Khetagurov, Russia, 362025, Vladikavkaz,
Vatutina str, 44-46;

³Integrated scientific research Institute after Kh. I. Ibragimov RAS, Russia, 364051,
Grozny, Staropromyslovsky highway, 21

A change in the internal structure of the rock under the effect of the mechanical and cryogenic action is examined. Three experimental studies with the granite models of the rocks were carried out. The first experiment showed that the mechanical action change the crystal structure of granite, and the second experiment completely converges with the theory, and it shows that the rocks are destroyed more rapidly under the influence with the higher speed, than with a constant or smoothly risen load. In the third experiment the models of granite were submerged in liquid nitrogen (77,4 K) and liquid helium (4,2 K).

Keywords: granite, diffractogram, crystal structure, axial compression, deformation, destruction.

УДК 551.3+551.435

ВОПРОСЫ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ ФАКТИЧЕСКОЙ ПРИРОДНОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ КАБАРДИНО-БАЛКАРСКОЙ РЕСПУБЛИКИ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. ЧЕГЕМ)

© 2017 Е. В. Кюль, к.геогр.н.

ФГБНУ «Федеральный научный центр «Кабардино-Балкарский научный центр
Российской академии наук» Центр географических исследований, Россия,
360009, Кабардино-Балкарская Республика, г. Нальчик, ул. Туполева 33, e-mail:
elenakyul@mail.ru

В статье дается всесторонняя оценка воздействия опасных природных процессов на линейные хозяйственные объекты в бассейне реки Чегем в Кабардино-Балкарии. Степень влияния опасных процессов (снежных лавин, селей, оползней и обвалов) считается в пределах выделенных геоморфологических районов (хребты и депрессии). Для каждой из областей (3) показывается распределение по площади, в том числе в области линейных хозяйственных объектов, в пределах которых образуются сели, оползни, лавины.

Ключевые слова: природные процессы, природно-антропогенные геосистемы, тип землепользования, фактическая природная опасность, линейные объекты.

В Кабардино-Балкарской республике (КБР) горная часть территории достаточно хорошо освоена. Причём заселение горных районов (так сложилось исторически) происходило с юго-востока на северо-запад. Поэтому в бассейнах рек Черек и Чегем сложились за длительный период времени природно-антропогенные геосистемы (ПАГ) с преимущественно сельскохозяйственным типом землепользования.

Здесь основными линейными хозяйственными объектами являются автодороги, в основном с грунтовым покрытием, соединяющие г. Чегем — районный центр — с другими населёнными пунктами и рекреационно-хозяйственными объектами. При этом, в связи с газификацией горных районов республики на современном этапе исследований появился ещё и такой линейный объект, как газопровод (отрезок протяжённостью около 60 км между г. Чегем и с. Верхний Чегем), что многократно увеличивает степень фактической природной опасности от схода опасных процессов на данной территории. Исходя из физико-географических особенностей местности, а именно: сейсмической и тектонической активности, сложно расчленённого рельефа и широкого развития горных пород с низкой степенью устойчивости, — на исследуемой территории хорошо развиты опасные природные процессы (ОПП). Поэтому изучение влияния ОПП на линейные хозяйственные объекты (ЛХО) на изучаемой территории становится *актуальной и приоритетной задачей*.

Работа выполнялась в рамках комплексных исследований подверженности геосистем Северного Кавказа опасным природным процессам, проводимых в Центре географических исследований КБНЦ РАН на основе развития и реализации геоинформационной методологии численной интегральной оценки степени природной опасности [Марченко и др., 2011, 2013].

Материалы и методы исследований. В работе приведены данные дешифрирования космоснимков и полевых обследований территории за последние 3 года (2014-2016 гг.). Для получения пространственных закономерностей проводится инвентаризация и распределение данных по ОПП в пределах выделенных геоморфологических провинции и подпровинций (на основе принятого авторами высотного деления территории).

Постановка задачи. На предварительном этапе на основе анализа специальной литературы, а также топографических карт различного масштаба и разновременных космоснимков, даётся площадная оценка фактической природной опасности территории ОПП по основным типам (снежные лавины, сели, оползни) за период, начиная с 80-х гг. XIX века, в пределах горной части.

Горная часть исследуемой территории — т. н. *геоморфологическая провинция* — включает в себя сложно построенную морфоструктуру I порядка — орогенную морфоструктуру Большого Кавказа, развившуюся на месте альпийской геосинклинали [Кюль, 2004]. В нее входят две *геоморфологические подпровинции*: 1) *высокогорная*, представленная осевым кристаллическим ядром Большого Кавказа, и выраженная орографически высокогорными (Главным и Боковым) хребтами; 2) *среднегорно-низкогорная* (северный склон Большого Кавказа), представленная псевдокуэстовыми гравитационными сооружениями (Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты). Граница провинции совпадает с границей северного склона Лесистого хребта (горизонталь 800 м).

При этом используются следующие принципы высотного деления территории [Кюль, 2004]: 1) высочайшие горы, более 5000 м; 2) высокие горы, более 2000 м; 3) высокие и средневысокие, более 1000 м, редко более 2000 м; 4) средние и низковысотные, до 1000 м, редко более 1000 м. ЛХО разбиваются на участки в пределах выделенных геоморфологических подпровинций. Данные по ОПП сводятся в таблицы. Далее для каждого отрезка ЛХО соответственно по 3 типам ОПП определяются такие показатели, как количество лавиносборов, селевых бассейнов и оползневых массивов вообще и в зоне ЛХО. Кроме того, графически показывается разница в распределении данных форм рельефа в пределах каждого района образования ОПП.

Результаты исследований. Анализ геолого-геоморфологического строения территории выявил следующие особенности. В бассейне р. Чегем геоморфологическое строение не такое сложное, как например, в бассейне р. Баксан: из 7 основных хребтов в рельефе чётко выражены всего 5. Причём кулисообразное расположение хребтов сменяется здесь простым параллельным [Атлас..., 1997]. Территория здесь не так приподнята, как в бассейне р. Баксан. Водоразделы выположены, а межгорные впадины достаточно широкие и занимают значительную часть территории. В среднем и верхнем течении р. Чегем рельеф представлен практически выровненными поверхностями (Нижне- и Верхне-Чегемские вулканогенные плато) с широким распространением слабосвязанных вулканогенных пород, способствующих развитию обвально-осыпных процессов (район сс. Лечинкай — Нижний Чегем и Верхний Чегем — Эльтюбю).

На исследуемой территории на основе анализа распространения ОПП [Карта...; Кюль и др., 1994; Марченко, Кюль, 2013; Разумов и др., 2001] выделены 3 района образования ОПП в пределах линейных хозяйственных объектов (табл. 1-3):

— участок № 1. Бассейн р. Чегем между с. Лечинкай и началом р. Чегем (слияние истоков). ЛХО: 1. Автодорога *Чег. 1*. 2. Чегем-Булунгу. Длина отрезка $L = 52$ км. Газопровод Чегем — Булунгу;

— участок № 2. Бассейн р. Башиль-Аузусу, левого истока р. Чегем. ЛХО: 1. Грунтовая автодорога от с. Булунгу до турбазы «Башиль» (*Чег. 12*). 2. Грунтовая автодорога на погранзаставу Джайлык. 3. Пешеходная тропа на ледник Башиль;

— участок № 3. Бассейн р. Гара-Аузусу, правого истока р. Чегем. ЛХО: 1. Грунтовая автодорога от с. Булунгу до альплагеря «Чегем» (*Чег. 13*) 2. Пешеходная тропа на перевал Твибер.

Ниже в таблицах приведены данные по количеству (общему и в зоне ЛХО) соответственно селевых бассейнов [Кюль, Джаппуев, 2013а, б; Разумов и др., 2000], оползневых массивов [Разумов и др., 2000] и лавиносборов [Кюль, 2013, 2014а — в; Федоров и др., 2010; Федоров, Кюль, 2010] по каждому из 3 участков образования ОПП (номера ОПП даны по Кадастру... [Разумов и др., 2001]):

1. Селевые бассейны. Из 49 селевых бассейнов (табл. 1, рис. 1-3) 28 расположено на участке № 1 (среднегорно-низкогорная зона). Из них 11 расположены на левом, 17 — на правом борту. Причём селевых бассейнов с объёмом выноса в пределах 101-500 тыс. м³ (сильная фактическая селевая опасность) [Разумов и др., 2001] на левом борту реки — 4, на правом — 11. На участках №№ 2-3 селевых бассейнов значительно меньше: а) по р. Башиль-Аузусу на левом борту их расположено 7 (причем 2 из них с катастрофическими селями, $W = 1000$ тыс. м³ и более); по правому борту всего 3 селевых бассейна; б) по р. Гара-Аузусу 4 бассейна — на левом борту, 7 — на правом (количество селевых бассейнов с объёмом выноса в пределах 101-500 тыс. м³ на каждом из бортов — 2).

Таблица 1.

Селевые бассейны в зоне ЛХО

№	Селевой бассейн			Количество СБ		ЛХО
	привязка	номер по Кадастру. [Разумов и др., 2001]	количество СБ с объёмом единовременного выноса селя, $W = 101-500$ тыс. м ³	всего	в зоне ЛХО	
1	р. Чегем между с. Лечинкай и началом р. Чегем (слияние истоков):					А/д Чег. 1 Чегем — Булунгу Длина отрезка, $L = 52$ км. Газопровод Чегем — Булунгу
	— левый борт	3-01-3-11	4	11	9	
	— правый борт	3-32-3-48	11	17	12	
2	р. Башиль-Аузусу, левый исток р. Чегем:					Сеть грунтовых автодорог от с. Булунгу до т/б Башиль (Чег. 12) и а/л Чегем (Чег. 13)
	— левый борт	3-12-3-18	2*	7	3	
	— правый борт	3-19-3-21	—	3	1	
3	р. Гара-Аузусу, правый исток р. Чегем:					
	— левый борт	3-22-3-3-25	2	4	2	
	— правый борт	3-26-3-31	2	7	5	
Итого:				49	17	

Примечания: СБ — селевой бассейн; * — $W = 1000$ тыс. м³ и более.

При этом на участке № 1 в зоне ЛХО по левому борту — 9 селевых бассейнов, по правому — 11. На участках №№ 2 и 3 соответственно 3 и 1, 2 и 5.

2. Оползневые массивы. Распространены на исследуемой площади крайне неравномерно (табл. 2, рис. 4-5).

Из 53 оползневых массивов 52 расположены на участке № 1. При этом на левом борту — 21, на правом почти в два раза меньше (11). В зоне ЛХО расположено 10 оползневых массивов (на каждом борту реки по 5).

3. Лавиноопасные участки с лавиносборами. Также расположены крайне неравномерно по площади (табл. 3, рис. 6-7).

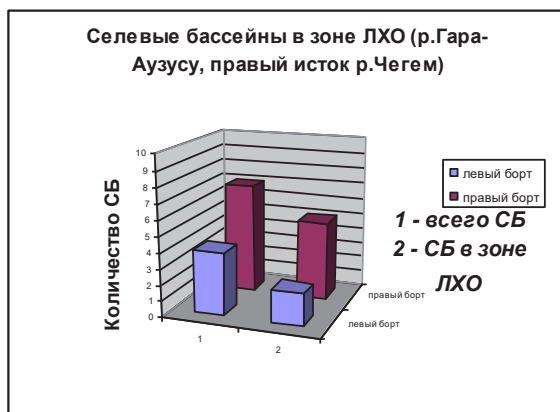
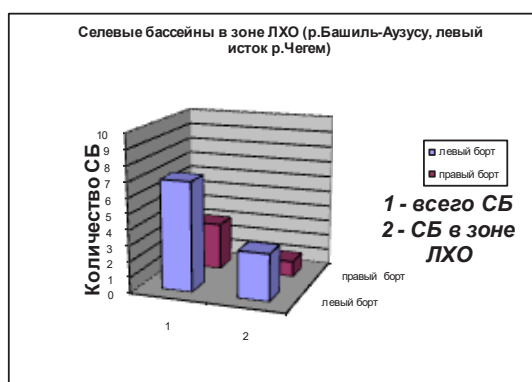
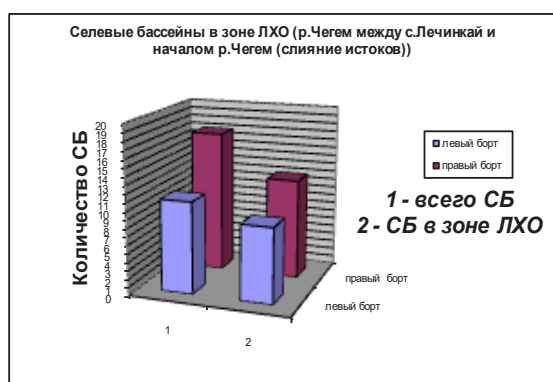


Рис. 1–3. Распределение селевых бассейнов по участкам образования ОПП

Примечания: на рисунках приведены данные из Кадастра... [Разумов и др., 2001] с уточнениями и дополнениями по общему количеству селевых бассейнов и в зоне ЛХО.

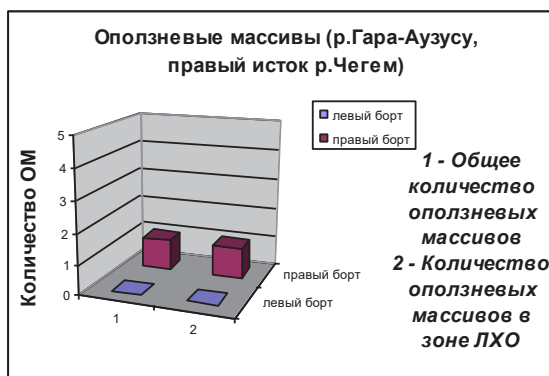
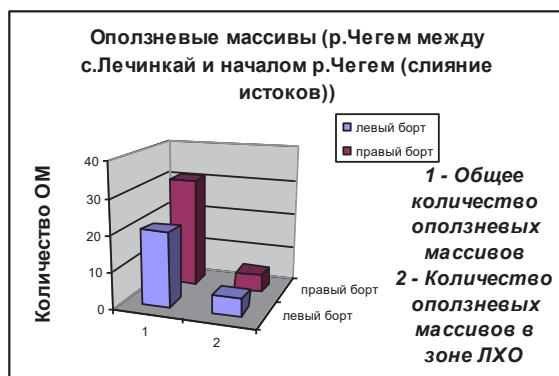


Рис. 4-5. Распределение оползневых массивов по участкам образования ОПП

Примечания: на рисунках приведены данные из Атласа... [Федоров и др., 2010] с уточнениями и дополнениями по общему количеству оползневых массивов и в зоне ЛХО.

Таблица 2.

Оползневые массивы в зоне ЛХО

№	Оползневые массивы			Количество ОМ		ЛХО
	привязка	номер по Атласу [Федоров и др., 2010]	количество ОМ с современными подвижками	всего	в зоне ЛХО	
1	р. Чегем между с. Лечинкай и началом р. Чегем (слияние истоков):					А/д Чег. 1 Чегем — Булунгу Длина отрезка, L = 52 км. Газопровод Чегем — Булунгу Сеть грунтовых автодорог от с. Булунгу до т/б Башиль (Чег. 12) и а/л Чегем (Чег. 13)
	— левый борт	3-01-3-21	10	21	5	
	— правый борт	3-23-3-54	4	31	5	
2	р. Башиль-Аузусу, левый исток р. Чегем:					
	— левый борт	?	—	—	?	
	— правый борт	?	—	—	?	
3	р. Гара-Аузусу, правый исток р. Чегем:					
	— левый борт	—	—	—	—	
	— правый борт	3-22	?	1	1	
Итого:				53	11	

Примечания: ОМ — оползневые массы; ? — данные нуждаются в уточнении.

Таблица 3.

Лавиноопасные участки в зоне ЛХО

№	Лавиноопасный участок			Количество лавиносборов		ЛХО
	привязка	номер по Кадастру. [Разумов и др., 2001]	кол-во ЛУ	всего	в зоне ЛХО	
1	р. Чегем между с. Лечинкай и началом р. Чегем (слияние истоков):					А/д Чег. 1 Чегем — Булунгу Длина отрезка, L = 52 км. Газопровод Чегем — Булунгу Сеть грунтовых автодорог от с. Булунгу до т/б Башиль (Чег. 12) и а/л Чегем (Чег. 13)
	— левый борт	3-01-3-03	3	58	10	
	— правый борт	3-14	1	6	1	
2	р. Башиль-Аузусу, левый исток р. Чегем:					
	— левый борт	3-04-3-09	7	57	Нет данных	
	— правый борт	3-10-3-11	2	34	12	
3	р. Гара-Аузусу, правый исток р. Чегем:					
	— левый борт	3-12	1	25	10	
	— правый борт	3-13	2	22	22	
Итого:			16	199	55?	

В среднегорной зоне отмечено 4 лавиноопасных участка: 3 с 58 лавиносборами по левому борту р. Чегем в районе р. Джылгысу; 1 с 1 лавиносбором по правому борту р. Чегем выше с. Верхний Чегем. При этом детальные обследования по распределению лавиносборов в зоне ЛХО не проводились. По предварительным данным это 10 лавиносборов по левому борту и 1 — по правому. Лавиносборы же распростра-

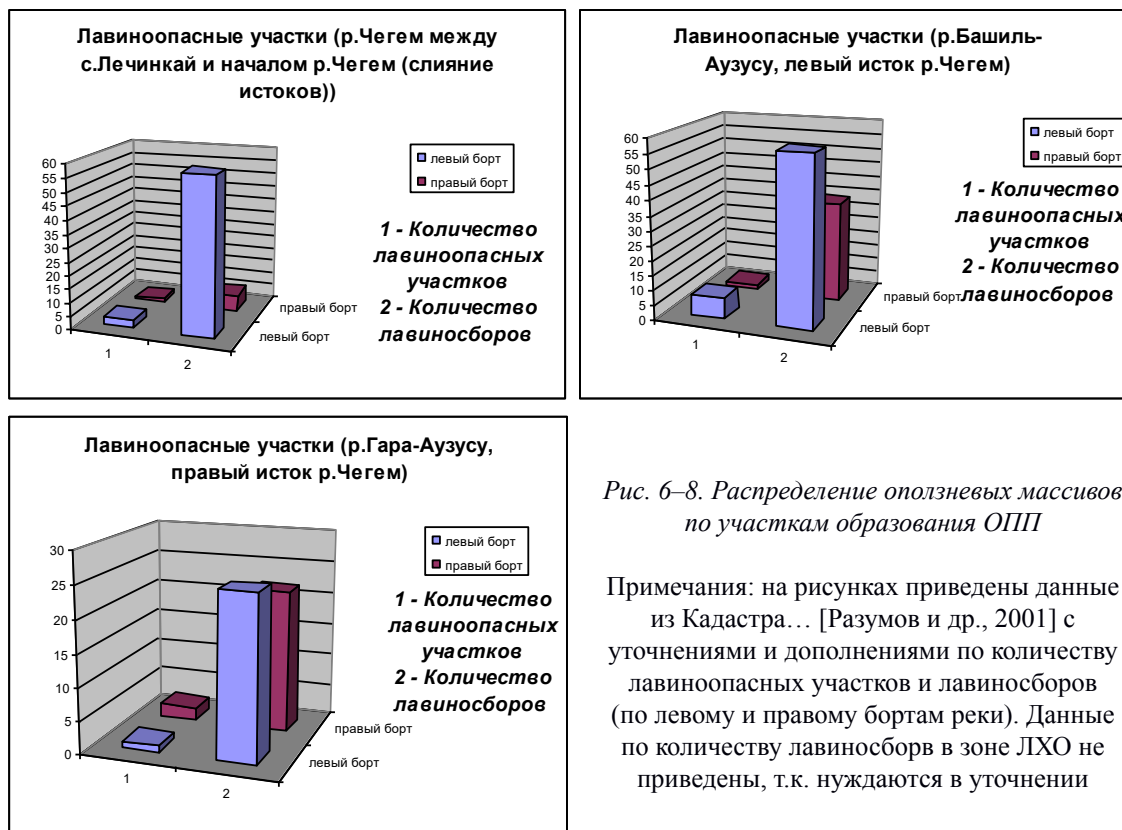


Рис. 6–8. Распределение оползневых массивов по участкам образования ОПП

Примечания: на рисунках приведены данные из Кадастра... [Разумов и др., 2001] с уточнениями и дополнениями по количеству лавиноопасных участков и лавиносборов (по левому и правому бортам реки). Данные по количеству лавиносборов в зоне ЛХО не приведены, т.к. нуждаются в уточнении

нены, в основном, в высокогорной зоне на участках №№ 2-3. Здесь на участке № 2 расположено 9 лавиноопасных участков: 7 с 57 лавиносборами по левому борту р. Башиль-Аузусу; 2 с 34 лавиносборами — по правому борту. При этом данные по лавиносборам в зоне ЛХО не определены или нуждаются в уточнении. На участке № 3 расположено 3 лавиноопасных участка: на левом борту р. Гара-Аузусу 1 — с 25 лавиносборами, на правом 2 — с 22 лавиносборами. По результатам дешифрирования на левом борту — 10, на правом — все 22 лавиносбора. Данные также нуждаются в уточнении.

Оценка фактической природной опасности с учётом площадной дифференциации ОПП. По результатам проведенных исследований было установлено, что в распределении ОПП по площади наблюдается достаточно чётко выраженная дифференциация как по вертикали (высоте), так и по горизонтали. Кроме того, наблюдается дифференциация и внутри речных бассейнов (относительно левого и правого борта).

Так на участке № 1 в среднегорно-низкогорной геоморфологической подпровинции (от 800 до 2000 м) преобладают селево-оползневые процессы. Что касается селевой деятельности, то здесь преобладают сели грязе- и воднокаменного типа дождевого генезиса с объёмами единовременного выноса не более 500 тыс. м³: средняя степень фактической селевой опасности, $W = 10-100$ тыс. м³ или сильная, 101-500 тыс. м³. Древние оползни с современными подвижками приурочены, в основном, к выходам вулканогенных пород в пределах Нижне- (район сс. Нижний Чегем и Лечинкай) и Верхне-Чегемского (район сс. Верхний Чегем — Эльтюбю) вулканических плато. При этом вдоль автодорог за счёт подрезки склонов образовались целые антропогенные оползневые зоны (например, район выше рекреацион-

ного комплекса «Чегемские водопады», отрезок автодороги по левому борту реки). Кроме того, в районе с. Эльтюбю за счёт своеобразного рельефа (крутые сложно расчленённые склоны) широко развиты обвально-осыпные процессы (левый борт реки). Здесь же на границе с высокогорной геоморфологической подпровинцией (отроги Бокового хребта) расположено несколько лавиноопасных участков (лавины здесь маломощные; массовые их сходы наблюдаются только в многоснежные годы — последний такой массовый сход был в сезон 1986/1987 гг.). Поражённость территории лавинами слабая, 1-2 на 1 пог. км днища долины.

На *участках же №№ 2-3* в пределах высокогорной геоморфологической подпровинции (высота более 2000 м) сформирована т. н. лавинно-селевая зона. В отличие от вышеописанной подпровинции здесь преобладают сели ледниково-дождевого и ледникового генезиса, объёмы единовременного выноса которых могут достигать 10000 тыс. м³ и более: очень сильная степень фактической опасности. Вместо оползневых на склонах с благоприятными морфометрическими характеристиками развиты обвально-осыпные процессы (левые борта рек). Практически все борта рек изрезаны лавиносборами (поражённость территории лавинами средняя, до 5 на 1 пог. км днища долины). Лавины сходят практически ежегодно. При этом максимальные объёмы лавин могут достигать 100000 м³. При этом за счёт того, что речные долины узкие, лавины могут перекрывать русло и провоцировать сход гляциальных селей (особенно это актуально для р. Гара-Аузусу). При этом поражённость селевыми и оползневыми процессами практически всегда выше по правым бортам рек, а лавинами — по левым.

Выводы

Таким образом, можно констатировать, что практически вся территория бассейна р. Чегем поражена в той или иной степени ОПП. Причём распределение по площади различных типов ОПП крайне неравномерно и зависит, в первую очередь, от физико-географических особенностей природной среды. В работе проведена предварительная комплексная оценка фактической природной опасности по 3-м типам ОПП: селям, оползням и снежным лавинам. Причём оценка опасности проводилась для основных хозяйственных объектов данной территории. Это, в первую очередь, автодороги различного уровня и другие инженерные коммуникации (газопроводы, ЛЭП и др.). На следующем этапе исследований необходимо провести детальную комплексную оценку влияния ОПП на отдельные хозяйственные объекты, в т. ч. линейные.

Литература

1. Атлас Кабардино-Балкарской республики/Под общей ред. доктора геогр. наук, Р. А. Бураева. — М., 1997. — 42с.
2. Карта автомобильных дорог Кабардино-Балкарской Республики. М 1:200000. www.ruztour.ru
3. Кюль Е. В., Стрешнева Н. П., Янин А. Э. и др. Составление комплекта карт инженерной защиты территории КБР от экзогенных геологических процессов. Отчёт о НИР №9314 от 05.01.1994 (Комитет по ГО И ЧС КБР).
4. Кюль Е. В. Геоэкологические последствия схода снежных лавин на территории Кабардино-Балкарской Республики // Автореферат диссертации на соискание учёной степени канд. геогр. наук/Ростовский госуниверситет. — Ростов-на-Дону, 2004.

5. Кюль Е. В. Некоторые аспекты изменения устойчивости горных геосистем при их трансформации лавинной деятельностью // В сб.: Устойчивое развитие: проблемы, концепции, модели. Материалы Международного симпозиума, посвящённого 20-летию создания ФГБУ науки Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — Нальчик, 2013. — С. 155-159.

6. Кюль Е. В. О детализации геолого-геоморфологического районирования опасных природных процессов (на примере территории Кабардино-Балкарской Республики) // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — 2014а. — № 5 (61). — С. 56-61.

7. Кюль Е. В. Оценка изменения ландшафтов лавинной деятельностью (по ландшафтными признакам частоты схода лавин) // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — 2014б. — № 3 (59). — С. 53-59.

8. Кюль Е. В. Характер изменения рельефа горной территории лавинной деятельностью // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — 2014 в. — № 1. — С. 51-55.

9. Кюль Е. В., Джаппуев Д. Р. Геолого-геоморфологическое районирование селевой деятельности на территории КБР // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — 2013а. — № 4 (54). — С. 87-92.

10. Кюль Е. В., Джаппуев Д. Р. Ландшафтная оценка селеопасности территории // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — 2013б. — № 4 (54). — С. 87-92.

11. Марченко П. Е., Кюль Е. В., Анисимов Д. А. Разработка информационно-моделирующих комплексов исследования подверженности геосистем опасным природно-техногенным процессам. Отчёт о НИР № 01201173789 от 01.01.2011 (Российская Академия Наук).

12. Марченко П. Е., Керимов А. М., Корчагина Е. А., Кюль Е. В. и др. Исследование геоэкологической трансформации природных и антропогенно преобразованных геосистем горных территорий в условиях климатических изменений. Отчёт о НИР ОТ 01.01.2013.

13. Марченко П. Е., Кюль Е. В. Особенности геолого-геоморфологического строения геосистем Северного Кавказа в пространственном распределении экзогенных геологических процессов // В сборнике: Устойчивое развитие: концепции, модели. Материалы Международного симпозиума, посвящённого 20-летию создания ФГБУ науки Кабардино-Балкарского научного центра РАН. — 2013. — С. 162-166.

14. Разумов В. В., Перекрест В. В., Кюль Е. В., Стрешнева Н. П. и др. Атлас природных опасностей и стихийных бедствий Кабардино-Балкарской республики. — С.-Пб.: Гидрометеиздат, 2000. — 66 с.

15. Разумов В. В., Стрешнева Н. П., Кюль Е. В. и др. Кадастр лавинно-селевой опасности Северного Кавказа. — С.-Пб.: Гидрометеиздат, 2001. — 112 с.

16. Фёдоров Ю. А., Кюль Е. В. Регионально-типологическая схема районирования лавинной деятельности // В сб.: Экологические проблемы. Взгляд в будущее. Сборник трудов VI Международной научно- практической конференции. — 2010. — С. 412-415.

17. Фёдоров Ю. А., Кюль Е. В., Джаппуев Д. Р. Систематизация форм рельефа лавинообразования // В сб.: Экологические проблемы. Взгляд в будущее. Сборник трудов VI Международной научно- практической конференции. — 2010. — С. 409-412.

QUESTIONS OF COMPREHENSIVE ASSESSMENT OF ACTUAL NATURAL HAZARDS OF TERRITORY OF KABARDINO — BALKARIAN REPUBLIC (FOR EXAMPLE, POOLS R. CHEGEM)

© 2017 E. V. Kyul, Sc. Cand. (Geogr.)

Federal state budgetary scientific institution Kabardino-Balkarian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences Center of Geographic Researches, Russia, 360002, Kabardino-Balkarian Republic, Nalchik, Tupolev str., 33, e-mail: elenakyul@mail.ru

The article gives a comprehensive assessment of the impact of dangerous natural processes in linear economic projects in a river basin Chegem in Kabardino-Balkaria. The degree of influence of the main processes snow avalanches, debris flows, landslides, collapses and landslides — is considered within the allocated geomorphological areas (ridges and depressions). For each of the areas (3) shows the distribution over the area, including in the area of linear objects of topography, within which the formation of mudflows, landslides, avalanches.

Keywords: natural processes, natural-anthropogenic geosystems, land-use type, the actual natural dangers, linear objects.

УДК 550.34

**МАГНИТУДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНОСФЕРЫ
(к 80-летнему юбилею выдающегося грузинского сейсмолога и геофизика Лии Ивановны Тулиани)**

© 2017 **Л. Э. Левин**, к.г.-м.н.

Центр ГЕОН им В. В. Федынского, 123154, Москва ул. Маршала Тухачевского, 32/А, Россия, e-mail: geon@dol.su



*Лия Ивановна Тулиани
(1936-1996)*

Копия рукописи статьи, готовящейся Левиным Л. Э. к публикации в связи с 8-летием со дня кончины Л. И. Тулиани, была в 2004 г. передана автором В. Б. Заалишвили, с которым последний имел приятельские отношения, для ее использования при подготовке научного плана будущих совместных фундаментальных исследований глубинной геодинамики Центрального Кавказа. Насколько нам известно, публикация не состоялась, а копия рукописи в переездах нами была утеряна. Недавно она была случайно обнаружена при разборке старых бумаг. Анализ текста рукописи показал, что она имеет несколько «сырой» вид. К сожалению, последующая кончина Л. Э. Левина сняла вопрос об авторской доработке статьи. Ответственность перед ушедшими коллегами, желание реализовать задумку автора и стрем-

ление ознакомить научное сообщество с оригинальными работами Л. И. Тулиани обусловило подготовку статьи к публикации. Были внесены совершенно необходимые исправления и уточнения. При этом мы старались ограничиться минимальными изменениями в исходном тексте.

В статье приведены в сжатом виде результаты исследований, касающиеся строения литосферы Кавказского региона. Приведена оригинальная методика определения мощности литосферы по распределению энергии сейсмических волн с глубиной. Описана впервые выявленная особенность строения орогенов Большого и Малого Кавказа, где мощность литосферы оказалась меньше мощности коры. Приведено определение пространственного распространения т. н. астенولينз – зон частичного плавления в коре орогенов Большого и Малого Кавказа, являющихся очагами орогенного вулканизма. Подобные астенولينзы были также выявлены в коре орогенов Японской островной дуги и Тянь-Шаня и, таким образом, была установлена глобальная особенность строения многих постколлизийных орогенов. Приведены основные положения по эмпирическому определению квадратичной зависимости энергии сейсмических волн от магнитуды и количественной характеристики термодинамических параметров очага землетрясения и др.

Ключевые слова: глубинное строение, орогенез, сейсмическая опасность, тектоносфера, тектонодинамические и реологические параметры, магнитуда, энергия, астенولينзы, орогены, температура, деформирование очага.

Введение

Лия Ивановна Тулиани родилась в г. Тбилиси и принадлежала к семье потомственных грузинских интеллигентов. Ее прадед был священником, дед (А. Девидзе) – военным врачом и участвовал в событиях I Мировой войны на Кавказе. За свою врачебную деятельность он был неоднократно награжден орденами Российской Империи и Советского Союза. Отец (И. З. Тулиани) был организатором производства в легкой промышленности, мать (Л. А. Девидзе) была почетным инженером-строителем Грузинской ССР. Ближайшие родственники Л. И. Тулиани – крупнейшие специалисты в различных областях: палеовулканологии, связи магматизма с тектоникой (например, академик СССР Г. С. Дзоценидзе – *ред.*), палеогеоботанике, физической химии, журналистике, медицине. В семье традиционно высоко ценились глубокие знания в избранной специальности, активная работа на благо общества и достижение новых значительных результатов. Все это определило характер и жизненные цели Лии Тулиани. Она окончила Грузинский политехнический институт в Тбилиси, и затем, после замужества, переехала в Москву, где ею и был начат трудный самоотверженный путь исследований в области сложнейших проблем физики Земли и оценки сейсмической опасности.

В аспирантуре ее научными руководителями были известные советские ученые – академик АН Грузии Б. К. Балавадзе и член-корреспондент РАН (ныне академик – *ред.*) Е. В. Артюшков.

Начало 90-х годов стало тяжелейшим испытанием для российской науки. Развал СССР повлек свертывание многих важных научных исследований из-за недостаточного и даже полного отсутствия финансирования. Это, в первую очередь, тяжело отразилось на фундаментальных исследованиях – основном направлении деятельности Л. И. Тулиани. Тем не менее, она активно продолжала работать и готовила к печати свои научные труды, нашедшие воплощение в книге «Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы», которая, к сожалению, вышла уже после безвременной кончины автора.

В статье в сжатом виде приведены результаты исследований доктора физико-математических наук Л. И. Тулиани – блестящего ученого, в настоящее время все еще малоизвестного широкому кругу научного сообщества, которая прожила относительно недолгую, но крайне эмоциональную и интеллектуально насыщенную жизнь (1936–1996).

Результаты исследований.

Первый научный результат Л. И. Тулиани [Балавадзе, Тулиани, 1974] касающийся строения литосферы Кавказского региона ныне по праву может рассматриваться как классический. Это следует из ряда признаков:

- оригинальности методики определения мощности литосферы по распределению энергии сейсмических волн с глубиной;
- впервые выявленной особенности строения орогенов Большого и Малого Кавказа, где мощность литосферы оказалась меньше мощности коры;
- определения пространственного распространения т. н. астенолинз – зон частичного плавления в коре орогенов Большого и Малого Кавказа, являющихся очагами орогенного вулканизма, как это и предполагалось ранее [Dzotsenidze, 1971];
- подтверждения наличия астенолинз результатами более поздних магнитотеллурических зондирований [Гугунава, 1981]. Подобные астенолинзы были выявлены Л. И. Тулиани в коре орогенов Японской островной дуги и Тянь-Шаня и, таким образом, была установлена глобальная особенность строения многих постколлизионных орогенов;
- эмпирического определения квадратичной зависимости энергии сейсмических волн от магнитуды.
- количественной характеристики термодинамических параметров очага землетрясения и т. д.

Результаты этих и других ее научных выводов, согласно рецензий на ее посмертную монографию, подтверждены рядом исследований в разных странах мира [Исмаил-Заде, 2000; Челидзе, 2000].

Все дальнейшие исследования Л. И. Тулиани были направлены на разработку двух методик: определения реологической расслоенности тектоносферы по физико-механическим параметрам очагов землетрясений и высокоточного долго-среднесрочного прогноза координат сейсмоопасных узлов и зон.

Теоретической основой этих исследований стали современные представления о тектонике плит и расслоенности тектоносферы в зависимости от температурного режима Земли на разных глубинных уровнях и смещении отдельных ее слоев с разными скоростями.

Л. И. Тулиани доказала необходимость определения для прогноза координат сейсмоопасных узлов взаимосвязей между физико-механическими параметрами тектоносферы и направлениями миграции сейсмичности во времени и пространстве.

Для математического обоснования отражения расслоенности в волновом поле ею были предложены два эмпирических выражения:

- уравнение связи магнитуды и логарифма энергии в очаге землетрясения, удовлетворяющего всем типам волн;
- уравнение связи энергии с температурой в очагах землетрясений.

Первое из этих уравнений геометрически отражено параболой с предельным максимальным значением магнитуд 13,5. Именно в этом – его коренное отличие от известного уравнения Гутенберга-Рихтера и многих других линейных уравнений. Линейные уравнения теоретически предполагают возрастание магнитуд до бесконечности, что является невозможным.

Согласно второму уравнению диапазону магнитуд от 1 до 13,5 и выделенной энергии сейсмических волн отвечает диапазон температур от 2560°C до -273°C , или абсолютного нуля. При этом отмечается, что магнитуды, изменяющиеся от 9 до 13,5, вводятся лишь теоретически, поскольку землетрясения подобной интенсивности не имеют места в реальной обстановке Земли. В то же время подобная интенсивность вполне может иметь место на других планетах в обстановке абсолютного холода. Следует полагать, что значение разработки указанного уравнения и кардинального заключения Л. И. Тулиани будет заслуженно оценено лишь в обозримом будущем последующими поколениями ученых. При этом необходимо отметить подтверждение другого принципиального вывода о температурном рубеже -560°C между упруго-хрупким и пластично-вязким слоем литосферы [Тулиани, 1983, 1999; Тулиани, Левин, 2003]. Позднее этот рубеж был уточнен в диапазоне температур $550-600^{\circ}\text{C}$ [McNutt, 1984], т. е. практически идентичного определению Л. И. Тулиани. В целом, оба уравнения связывают в единую логическую последовательность процессы макро- и микрофизики в недрах Земли и других планет, а их принципиальная новизна и значение заслуженно отмечено всеми рецензентами посмертной монографии Л. И. Тулиани [Гасанов, Панахи, 1999; Исмаил-Заде, 2000; Красовский, 2001; Челидзе, 2000].

Л. И. Тулиани также был предложен ряд уравнений, характеризующих термодинамические параметры очагов землетрясений и устанавливающих их взаимосвязь с определенными реологическими слоями. Упруго-хрупкий слой характеризуется максимальным значением выделенной в момент землетрясения сейсмической энергии поверхностных волн, диапазоном температур $125^{\circ}\text{C} < T < 560^{\circ}\text{C}$, вязкостью $5,9 \cdot 10^{23} < \eta < 9,3 \cdot 10^{25}$ пуаз. Пластично-вязкий слой отличается максимальным значением энергии продольных P – волн и сильно заниженным значением энергии поверхностных L – волн, диапазоном температур $560^{\circ}\text{C} < T < 1150^{\circ}\text{C}$, вязкостью $2,3 \cdot 10^{22} < \eta < 5,9 \cdot 10^{23}$ пуаз. Астеносфера на глубине свыше 60 км имеет вязкость $10^{19} < \eta < 5,9 \cdot 10^{21}$ пуаз, температуру $1150^{\circ}\text{C} < T < 1500^{\circ}\text{C}$, нижний предел возможных магнитуд $2,5 < M < 4,4$. Отсюда следует, что термодинамические параметры очагов землетрясений, установленные Л. И. Тулиани, дают возможность не только выделения реологических слоев, но и выяснения геодинамического состояния сейсмоактивных регионов Земли.

В области прогноза сейсмической опасности Л. И. Тулиани было установлено, что периодичность разрушительных землетрясений зависит от скорости смещения пластично-вязких слоев с созданием нового критического напряженного состояния в упруго-хрупком слое. Направления смещения образуют сейсмоопасные зоны, а их пересечения – сейсмоопасные узлы. Позже аналогичное заключение было сделано в результате анализа данных о сейсмичности и вулканизме на Японских островах [Найкава, 1998]. Это весьма показательный пример того, как аналогичные идеи возникают у ученых, работающих на значительном удалении друг от друга и никогда не общавшихся между собой.

С использованием анализа мировых сейсмологических данных по динамическим и спектральным характеристикам объемных (продольных P и поперечных S волн) и поверхностных (L – волн Лява) волн Л. И. Тулиани впервые установила, что все землетрясения по характеру деформирования очага подразделяются на три группы:

I. очаги землетрясения испытывают деформацию объема при соотношении магнитуд $M_{PH} > M_L > M_S$.

II. очаги землетрясений испытывают преимущественную деформацию формы при соотношении магнитуд $M_S > M_L > M_{PH}$.

III. очаги землетрясений находятся в переходном состоянии (из I во II группу или – наоборот) при равенстве магнитуд $M_{PH} = M_L = M_S$.

Выводы

Разработана оригинальная методика определения мощности литосферы по распределению энергии сейсмических волн с глубиной.

Впервые выявлена особенность строения орогенов Большого и Малого Кавказа, где мощность литосферы оказалась меньше мощности коры. Определено пространственное распространение т. н. астенолинз – зон частичного плавления в коре орогенов Большого и Малого Кавказа, являющихся очагами орогенного вулканизма. Подтверждено наличие астенолинз результатами более поздних магнитотеллурических зондирований. Подобные астенолинзы были выявлены также в коре орогенов Японской островной дуги и Тянь-Шаня и, таким образом, была установлена глобальная особенность строения многих постколлизийных орогенов.

Установлено, что уровень магнитуды землетрясений может рассматриваться как индикатор физико-механических параметров тектоносферы.

Определена квадратичная зависимость энергии сейсмических волн от магнитуды.

Установлена количественная характеристика термодинамических параметров очага землетрясения и др.

Для математического обоснования отражения расслоенности в волновом поле были предложены два эмпирических выражения в виде уравнения связи магнитуды и логарифма энергии в очаге землетрясения, удовлетворяющего всем типам волн и – уравнения связи энергии с температурой в очагах землетрясений.

В области прогноза сейсмической опасности было установлено, что периодичность разрушительных землетрясений зависит от скорости смещения пластично-вязких слоев с созданием нового критического напряженного состояния в упруго-хрупком слое.

Впервые установлено, что все землетрясения по характеру деформирования очага в зависимости от соотношения величин магнитуд рассчитанных по объемным и поверхностным волнам подразделяются на три группы.

Литература

1. Балавадзе Б. К., Тулиани Л. И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 217, № 6. – С. 1379-1382.
2. Гасанов А. Г., Панахи Б. М. О монографии Лии Ивановны Тулиани «Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических

параметров тектоносферы» // Изв. наук о Земле Азерб. Акад. Наук. – 1999. – № 1. – С. 150-151.

3. Гугунава Г.Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1981. – 180 с.

4. Исмаил-Заде А.Т. Рецензия на монографию Л.И. Тулиани «Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы» // Физика Земли. – 2000. – № 4. – С. 91-92.

5. Красовский С.С. Важное наследие в области геодинамики и сейсмологии // Геофизический журнал. – 2001. – Т. 2. – С. 214-215.

6. Тулиани Л.И. Взаимосвязи между магнитудой землетрясений и термодинамическими параметрами в очаговой области // Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 270, № 1. – С. 74-77.

7. Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. – М.: Научный Мир, 1999. – 211 с.

8. Тулиани Л.И., Левин Л.Э. Опыт прогноза землетрясений на Кавказе // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389, № 1. – С. 108-110.

9. Челидзе Т.А. Новая методика интерпретации данных о землетрясениях и ее применение // Геофизический журнал. – 2000. – Т. 22, № 6. – С. 214-215.

10. Dzotsenidze G.S. Acid volcanism of the stage of subsidence of geosynclines. IUGGA XV General Assembly Assoc. Volcanology and Chemistry of the Earth. – Moscow. – 1971. – 13 p.

11. Hayakawa M. Sismicity and volcano-activity in Japan. Proc. Inter. Sym. on New Concept in Global Tectonics. – Tsukuba, Japan. – 1998. – Pp. 220-225.

12. McNutt M. K. Lithospheric flexure and thermal anomalies // Jour. Geoph. Res. – 1984. – Vol. 39, № 0. B13. – Pp. 1180-1194.

EARTHQUAKES MAGNITUDE AS THE INDICATOR OF THE TECTONOSPHERE PHYSICOMECHANICAL PARAMETERS (to the 80 Anniversary of the Prominent Georgian Seismologist and Geophysicist Leah Ivanovna Tuliani)

© 2017 **L. E. Levin**, Sc. Cand. (Geol.-Min.)

Fedynsky V.V. GEON Center, Russia, 123154, Moscow, Marshal Tukhachevsky str.,
32/A, e-mail: geon@dol.su

Results of studies, which are concerned the Caucasian region lithosphere structure are given in the compressed form. The original procedure of the lithosphere thickness determination from the energy distribution of seismic waves with the depth is given. The first time revealed special feature of the large and small Caucasus orogens structure is described, where the lithosphere thickness proved to be less than the thickness of crust. The three-dimensional propagation determination of the so-called astenolenses – zones of partial melting in the crust of the large and small Caucasus orogens, which are the centers of orogenic volcanism is given. Similar astenolenses were also revealed in the orogens crust of Japanese island arc and Tien Shan and was, thus, established the global special feature of the structure of many postcollision orogens. Basic provision of the quadratic dependence of seismic waves energy on the magnitude empirical determination and the quantitative characteristic of the thermodynamic parameters of the seismic center and others are given.

Keywords: deep structure, plate, seismic hazard, tektonosfera, tektonodinamic and rheological parameters, magnitude, energy, astenolens, orogens, temperature, focus deformation.

УДК 551.24: 553.98 (470.6)

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2017 В. Л. Омельченко¹, Г. В. Рябов², к.г.-м.н., В. С. Исаев², к.г.-м.н.

¹ОАО «Севкавказгеология», Россия, 357600, Ставропольский кр., г. Ессентуки, ул. Попова, 49, e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com;

²ФГБОУ ВО Южно-Российский государственный политехнический университет имени М. И. Платова (Новочеркасский политехнический институт), Россия, 346428, Ростовская обл., г. Новочеркасск, ул. Просвещения, 132, e-mail: georg.riabov@yandex.ru

Зона Передового хребта (ЗПХ) является тектоническим фрагментом Больше-Кавказской складчатой области. Структура зоны сформировалась в процессе нескольких тектоно-магматических циклов, главными из которых были герцинский, определивший её литологическое содержание и первичную покровную структуру, а также индосинийский. В результате последнего герцинские структурно-вещественные комплексы претерпели сложную складчатость и дополнительное расчешуивание, что было результатом сближения (содвига) жёстких блоков соседних зон — Карачаево-Черкесской и Главного хребта. Это привело к сильному сжатию и сужению корневой части ЗПХ и, как следствие, перемещению другой части её вещества вверх. Участие в складчатости герцинских гипербазитов офиолитового комплекса, как в осевой части зоны, так и в разломах её ограничения, приводит к образованию интенсивного и сложного по внутреннему строению аномального магнитного поля. Оно в значительной степени повторяет её очертания.

На соседних площадях наблюдаются достаточно протяжённые и интенсивные магнитные поля, несколько ослабленные чехлом мезозойских осадков. Они территориально совпадают с площадями нефтегазоносных бассейнов.

Ключевые слова: Большой Кавказ, зона Передового хребта, тектоническое строение, офиолиты, история развития, аномальное магнитное поле.

Введение

Тектоно-формационная зона Передового хребта является удлинённым тектоническим фрагментом Больше-Кавказской складчатой области, которая, в свою очередь, представляет собой одно из звеньев Средиземноморско-Альпийского складчатого пояса. Последний сформировался на месте длительно развивавшейся, сложно построенной и геодинамически неоднородной планетарной структуры — океана Тетис. Рассматриваемая зона протягивается с запада на восток на расстояние около 290 км при максимальной ширине в 50 км в Лабино-Урупском пересечении и минимальной, до 1,5-2,5 км, в бассейне р. Чегем.

Считается, что формирование её литокомплексов происходило с допалеозоя, в области Тетиса, примыкавшей с юга и юго-востока к Восточно-Европейской плите, путём поэтапного наращивания последней в процессе нескольких тектоно-магматических циклов [Белов, 1981]. На каждом из этих этапов на пиках тектонической активности менялся как общий геодинамический, так и фациально-формационный планы. Из-за обрывочного характера информации особенно сложными они представляются для самых древних этапов. Формирование этих планов происходило не только за счет седиментации и процессов магматизма. Весьма важными явля-

лись процессы **тектонической аккреции**, значительно усложнившие в дальнейшем расшифровку строения древнего ядра Большого Кавказа.

На начальном этапе изучения геологического строения зоны, как и всего древнего ядра, в сороковые-шестидесятые годы XX века ЗПХ представлялась одной из структурно-фациальных зон геосинклинальной (а впоследствии складчатой) области, разграниченных крутыми долгоживущими разломами. На протяжении всей фанерозойской истории она имела общекавказское простирание и характеризовалась спецификой развития, как в целом, так и в пределах её отдельных продольных тектонических блоков (подзон). Считалось, что конседиментационные движения по разломам, разграничивающим блоки, определяли в этих подзонах особенности осадконакопления, литоформационного состава стратифицированных толщ и магматизма. В монографии Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [Милановский, Хаин, 1963] она не выделена вообще; её восточная, сильно сжатая, часть описывается как сложно построенная Тырнауз-Пшекишская разломная зона (зона глубинного разлома), западная — как выступ складчатого средне- и верхнепалеозойского основания раннеальпийской Лабино-Малкинской зоны.

Во втором издании тома IX «Геологии СССР» [Баранов, 1968], ЗПХ определялась как узкий среднепалеозойский геосинклинальный трог, который вместе с молассами верхнего палеозоя перекрыт субплатформенными юрскими осадками. Соседние зоны — Главного хребта и Бечасынская (в настоящее время — Карачаево-Черкесская) — рассматривались как интрагеоантиклинальные поднятия, **являвшиеся источником сноса терригенного материала** в ЗПХ. Однако при этом не получал объяснения тот факт, что в её среднепалеозойских отложениях **полностью отсутствовал кластический материал пород смежных зон**, в частности древних сиалических пород.

Эта структурная модель просуществовала довольно долго и даже используется некоторыми геологами и сейчас, что побуждает нас рассматривать этот вопрос более детально. Последовательность напластования в рассматриваемой ЗПХ в пределах доверхнепалеозойской части разреза в течение многих лет принималась нормальной стратиграфической. Непрерывность этого разреза впервые подверг сомнению Г. И. Баранов [Баранов, 1967], выделивший в колонне стратифицированных толщ Ацгаринский тектонический покров, занимающий самое верхнее структурное положение в колонке пород, считавшихся среднепалеозойскими. Несколько позже был идентифицирован залегающий структурно ниже Марухский покров [Греков и др., 1974]. В 1976 году в его составе была выделена офиолитовая ассоциация, занимающая большую часть его объёма [Белов, 1976]. С учётом господствовавшей тогда концепции, она была отнесена к начальной, океанической стадии развития геосинклинали. Девон-турнейские образования, в настоящее время подстилающие Марухский покров, были определены как островодужные и выделены в покровный комплекс, названный Кизилкольским [Баранов, 1980]. В настоящее время нами предлагается разделить этот покров на две части [Омельченко, 2011]. Первая из них (собственно Кизилкольский покров), занимает нижнее положение и включает так называемую карачаевскую серию (внутренняя островная дуга, нижний-верхний девон). Вторая (Лабино-Зараусский покров) залегают структурно выше и состоит из нижнедевонско-турнейских пород урупской-пастуховской серий (внешняя островная дуга). Структурно ниже, в северной части описываемой ЗПХ, располагается терригенный комплекс Тоханского покрова, датируемый верхним девоном —

нижним карбоном. Он предположительно сформировался в условиях континентального склона и его подножья. В основании этой аккреционной колонны находится Блыбский комплекс с пёстрым набором кристаллических пород — от гранито-гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов до гипербазитов. Комплекс долгое время считался автохтонным или параавтохтонным. Обобщающей работой по геологическому строению доюрского фундамента на этом этапе явилась публикация Г. И. Баранова и И. И. Грекова [Баранов, 1980], где обосновывается покровное строение не только ЗПХ, но и соседних тектоно-формационных зон.

С появлением этих данных, и с учётом работ предшественников, публикуются труды, где ЗПХ рассматривается уже не как структурно-обособленная трогообразная часть среднепалеозойской геосинклинальной области. С помощью реконструкций доказывалось, что все её герцинские структурно-вещественные покровные литокомплексы первоначально располагались латерально один относительно другого в различных геодинамических обстановках северной (северо-восточной —?) окраины Палеотетиса и являлись синхронными или субсинхронными [Омельченко и др., 1984; Омельченко, 2011; Хаин, 1984]. Это касается также и офиолитового комплекса, который в полном объёме обычно считался более древним. На наш взгляд возраст туфогенно-осадочных отложений, сопутствующих офиолитам (тебердинская свита), с учётом определений находок фауны в районе озера Кяфар [Чегодаев и др., 2000], также является среднепалеозойским (фаменским). Что касается кристаллических сланцев Ацгаринского покрова, то если принять нашу точку зрения о структурной и литологической сопоставимости их с образованиями Блыбского поднятия [Омельченко, 2007], то они, с учётом результатов работ М. Л. Сомина [Сомин, 2007], могут также оказаться палеозойскими. Строение описываемой колонны в дальнейшем было значительно усложнено более поздними (индосинийскими, киммерийскими и альпийскими) тектоническими движениями, в результате которых была сформирована современная коллизионная покровно-складчатая структура с разломными ограничениями.

В итоге можно сказать, что сейчас мы полностью отвергаем геосинклинально-тропоговую концепцию происхождения зоны Передового хребта, как в варианте рифта [Тамбиев, 1986], так и интрадугового рифта [Адамия, Шавишвили, 1979] и предлагаем рассматривать её как коллизионную структуру, образовавшуюся в результате нескольких тектоно-магматических циклов.

Структура зоны Передового хребта

Зона Передового хребта является осевой для значительной части Большекавказской складчатой области (рис. 1). С севера она отделена серией разломов от Карачаево-Черкесской зоны (КЧЗ), с юга — от Зоны Главного хребта (ЗГХ). Здесь же надо оговориться, что комплексы рассматриваемой зоны местами распространены и за её пределами, хотя и в небольшом объёме. Современная структура зоны, по мнению авторов, во многом сформирована в результате направленного (встречного) взаимодействия жестких блоков, граничащих с нею как с севера, так и с юга и, таким образом, является шовной между смежными зонами. Литоформационный состав последних резко различен по обе стороны от ЗПХ. Это касается как стратифицированных, нестратифицированных, так и интрузивных образований. Точно так же специфична и литология ЗПХ.

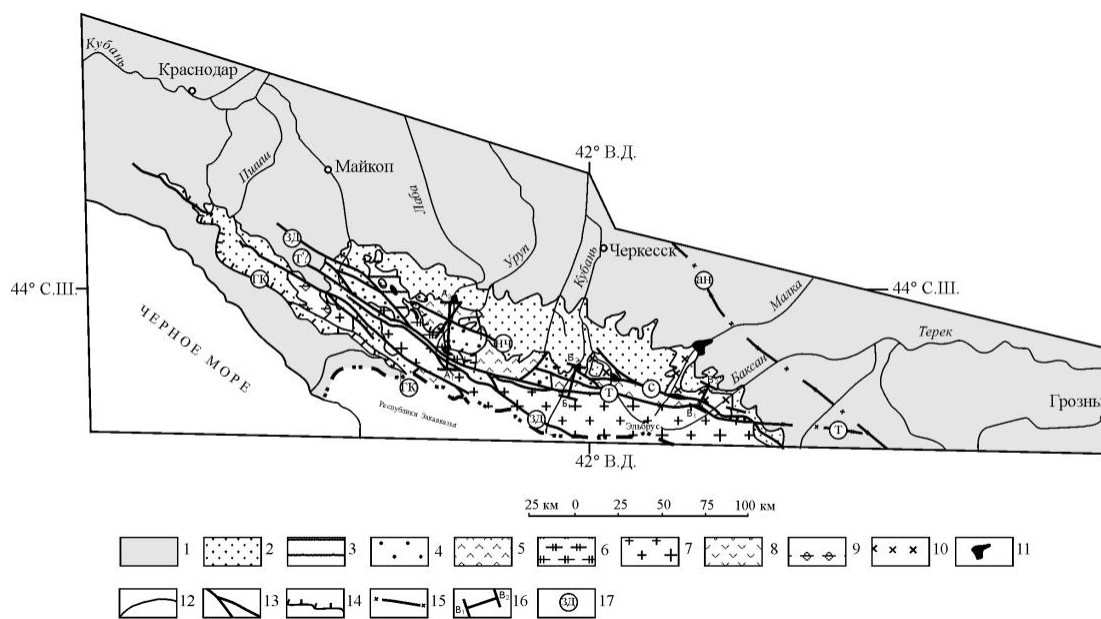


Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Большого Кавказа.

1 — Нижнемеловые-кайнозойские отложения; 2 — ляс-титонские образования;
 3-6 — зона Передового хребта: 3 — нижне-верхнетриасовые отложения, 4 — герцинские неавтохтонные породы, 5 — герцинские покровные нижнедевонские-турнейские комплексы, 6 — кристаллосланцевые комплексы Ацгаринского покрова и псевдофундамента зоны Передового хребта; 7-9 — зона Главного хребта: 7 — кристаллические породы, Эльбрусской и Перевальной подзон, 8 — метаморфиты Шахе-Лабинской подзоны и Атамажинского горста, 9 — метаморфиты Чугушского блока; 10 — Карачаево-Черкесская зона; 11 — наиболее крупные массивы гипербазитов из различных зон; 12 — стратиграфические и инъективные контакты; 13-15 — тектонические нарушения: 13 — крутопадающие разломы, 14-надвиги, 15-крупные региональные разломы под чехлом мезокайнозоя; 16 — положение геологических разрезов на схеме, их буквенные обозначения; 17 — буквы в кружках — наиболее значительные разломы: ГК — Главный Кавказский, Т — Тырныаузский, ЗД — Закан-Домбайский, С — Северный, НЧ — Никитинско-Черёмуховский, АН — Армавир-Невинномысск-Нальчикский.

Пакет раннегерцинских тектонических покровов «запечатан» позднегерцинским неавтохтонным комплексом. Суммируемая мощность пород этой аккреционной колонны — не менее 12-14 км, неавтохтонных образований — 4-5 км. Покровная структура сильно осложнена нарушениями, возникшими в результате более поздних движений. В целом строение этой зоны в современном эрозионном срезе трудно охарактеризовать как синформное или антиформное. Можно лишь утверждать, что доюрское её основание представляет четко выраженную структуру сжатия или содвига, чётко суживающуюся книзу и расширяющуюся кверху [Омельченко, 2011; Расцветаев, Тверетинов, 1995].

Крайняя западная часть ЗПХ имеет северо-западное простирание; окончание её здесь выражено неясно из-за перекрытия молодыми отложениями, но фиксируется окончанием магнитной аномалии (правобережье рр. Белой, Ходзь и Бугунжа), которая после небольшого перерыва продолжается и северо-западнее; здесь она, видимо, вызвана теми же причинами. В западных эрозионных срезах её структура выглядит как синформная (Лабинское междуречье, рис. 2, разрез А₁ — А₂), что и давало повод долгое время выделять ЗПХ как грабен-синклиний. В этом районе хорошо видна её дивергентность. В южном крыле Лабинской синформы

картируется осложняющая её крупная антиформная складка (Блыбское поднятие). В противоположной части структуры, в районе нарушений северного обрамления ЗПХ с сопровождающими их беденскими гипербазитами, намечается южное крыло другой антиформы, большая часть которой скрыта под отложениями мезозоя.

Восточнее, после Тебердинской поперечной складчато-разрывной зоны, ЗПХ выглядит скорее, как антиформная (междуречье Теберда-Дженаит, рис. 2, разрез B_1 — B_2). Двустороннее сжатие приводит не только к погружению («засасыванию») пород сблизившихся блоков, но и частичному выжиманию пород ЗПХ вверх с образованием в ней срединного или осевого поднятия типа «mittlere Scheitellung», как это изображается в двухстороннем орогене Л. Кобера (по [Миясино и др., 1985], [Муравски, 1980]).

Центральная и восточная части ЗПХ имеют несколько иное, субширотное, простирание. На правом берегу р. Чегем происходит постепенное сужение её в плане до 1,5-2 км. Здесь породы зоны представлены только верхним палеозоем и уходят под чехол мезозойских отложений. Под ними восточнее р. Черек геофизическими исследованиями установлена цепь интенсивных положительных магнитных аномалий, имеющих примерно то же направление, что и сама ЗПХ, хотя и несколько смещённых на север по отношению к ней. Возможно, это смещение происходит по Армавино-Невинномысско-Нальчикскому разлому северо-западного простирания, показанному в доюрском фундаменте на тектонической карте масштаба 1:1000000 [Андреев и др., 1999]. Эти аномалии явно связаны со структурами древнего основания.

По мере движения вдоль ЗПХ с запада на восток, т. е. приближения к Транскавказскому поперечному поднятию, выводится на поверхность глубинная, суженная (корневая) часть структуры, которая и трактовалась ранее как относящаяся к глубинному разлому (рис. 2, разрез B_1 Андреев B_2). Следует подчеркнуть, что такие тектонические ограничения ЗПХ на ряде участков до некоторой степени условны.

Главные крутопадающие разрывные нарушения. В структуре ЗПХ кроме упоминавшихся герцинских надвигов, разграничивающих покровные комплексы, выделяются три главные группы других крупных разрывных нарушений: 1. *Разломы северного тектонического ограничения.* 2. *Разломы южного тектонического ограничения.* 3. *Разломы осевой части.*

Разломы северного тектонического ограничения.

В эту группу включается серия разрывных нарушений с разными морфокинематическими характеристиками, обобщённо называемая Северным разломом. К ним относятся разломы с южным (переменным) углом падения плоскостей сместителя, по которым происходит пододвигание пород Карачаево-Черкесской зоны под образования Передового хребта. Среди поддвигаемых пород надо, прежде всего, упомянуть гипербазиты, принадлежащие, как мы полагаем, хотя бы частично, к Лахранскому покрову. Тела гипербазитов среди поддвигаемых пород маркируют всю северную границу ЗПХ, а по крутопадающим разломам, располагающимся южнее, эти породы позднее выжимались из их погружённых частей в виде протрузий. Примером может служить протяжённое (более 6 км) субширотное субвертикальное тело лиственизированных серпентинитов, залегающих среди палеозойских пород в районе Чучурского перевала.

В долине р. Большая Лаба известен крупный массив гипербазитов (около 8 км²), посещавшийся ещё А. Е. Ферсманом и именуемый Беденским. Он представляет собой плитообразное тело мощностью около 1000 м (с учётом данных бурения).

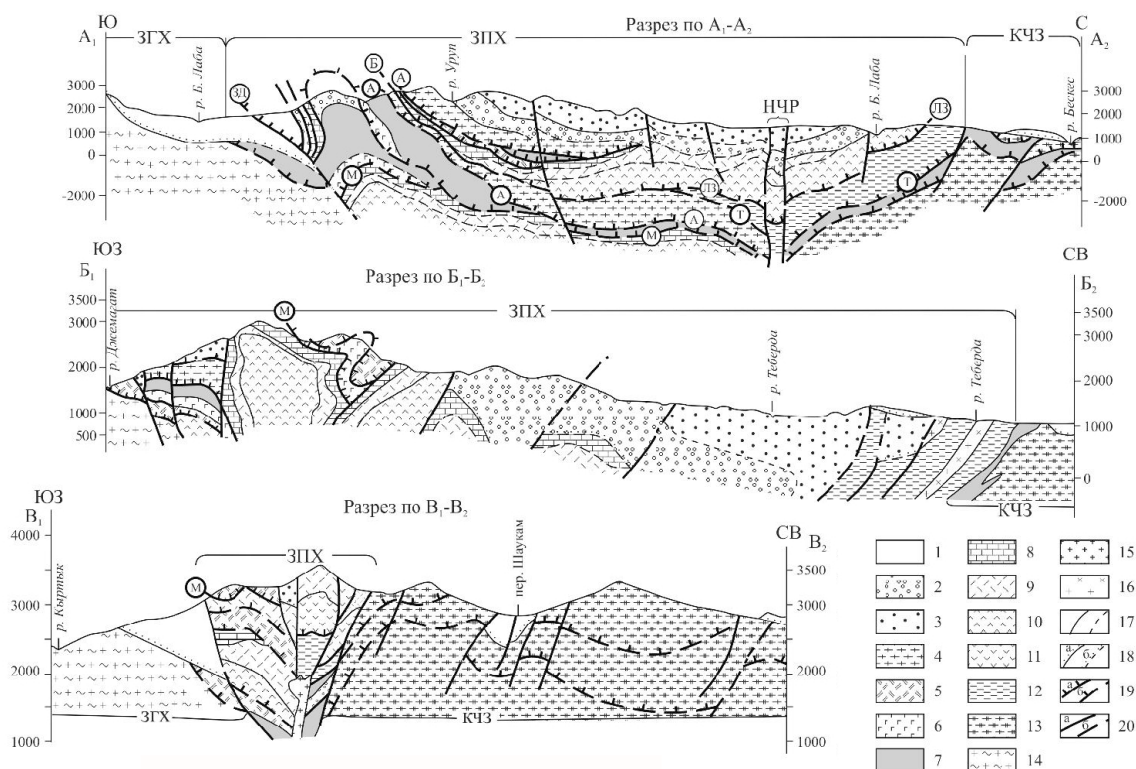


Рис. 2. Геологические разрезы через зону Передового хребта.

1 — нижне-среднеюрские отложения; 2 — поздневизейские — средне-верхнекаменноугольные сероцветные отложения; 3 — пермотриасовые красноцветные грубообломочные (с вулканитами) отложения; 4-12 — герцинские тектонические покровы: 4 — Ацгаринский (включая породы Блыбского выступа); 5-7 — Марухский — офиолитовый комплекс и сопутствующие образования: 5 — средне (?) палеозойские метатифогенные породы (тебердинская и часть аманчатской свиты), 6 — базитовая часть офиолитового комплекса: базальты, габброиды, 7 — гипербазиты (включая породы др. массивов); 8-11 — Лабино-Зараусский и Кизилкольский покровы (средний палеозой): 8 — известняково-терригенные отложения, 9 — метаконгломераты, туфы различного состава, 10 — вулканиты урупской серии, 11 — вулканиты карачаевской серии; 12 — Тоханский покров: среднепалеозойские филлиты и граувакки; 13 — древние метаморфиты Карачаево-Черкесской зоны; 14 — кристаллические породы зоны Главного хребта; 15 — эльджуртинские граниты; 16 — гранодиориты чучкурского комплекса; 17-20 — геологические контакты (а — установленные, б — предполагаемые): 17 — стратиграфические согласные и инъективные, 18 — стратиграфические несогласные, 19 — надвиги и поддвиги, 20 — крутопадающие разломы.

Буквы в кружках на разрезах — названия надвигов, поддвигов и других крупных разломов: А — Ацгаринского, М — Марухского, ЛЗ — Лабино-Зараусского, К — Кизилкольского, Т — Тоханского, Б — Блыбского, ЗД — Закан-Домбайского.

Прочие обозначения: КЧЗ — Карачаево-Черкесская зона, ЗПХ — зона Передового хребта, ЗГХ — зона Главного хребта, НЧР — Никитинско-Черёмуховская разломная зона.

Линейный масштаб рисунков разрезов показан на их вертикальных ограничениях (в м).

Как установлено в последние годы, на левобережье Б. Лабы, гипербазиты в верхней части контактируют с пачкой более молодых кристаллических пород, состоящей в её основании из гнейсов, выше — из гранитоидов. Они идентичны тем породам, что в той же последовательности подстилают тело серпентинитов в руслах ручьёв Бескес-Мощевой.

Восточнее, в бассейне рек Малка и Баксан у северной тектонической границы ЗПХ также происходило пододвигание не только гипербазитов, но и кристалличе-

ских сланцев Карачаево-Черкесской зоны вместе с несогласно перекрывающими их верхнекаменноугольными сероцветными молассами. Этот подвиг трассируется двумя цепями линзовидных тел гипербазитов, северная из которых находится на некотором удалении от ЗПХ. Она чётко фиксируется по ряду их выходов, а также крупной и протяжённой положительной магнитной аномалией. Вторая цепь представлена линзами гипербазитов у перевала Сурьма и массивом офиолитов между рр. Малка и Исламчат, обозначающих здесь собственно северную границу описываемой зоны. В бассейне этих рек картируется протяжённое (более 2 км) линзовидное расслоенное тело, которое слагается не только ультраосновными породами, но и габброидами суммарной мощностью около 250 м. Оно не отличается от аналогичных пород офиолитового комплекса Марухского покрова, с той разницей, что здесь гипербазиты залегают ниже габброидов, т. е. его породы не опрокинуты.

Разломы южного тектонического ограничения.

Таким ограничением обычно считалась единая крупная, сложно построенная полоса разломов, именуемая в большинстве публикаций Тырнауз-Пшекишской тектонической зоной. В районе Баксана в своей суженной части сама ЗПХ иногда идентифицировалась, как поверхностное выражение крупнейшего глубинного разлома (тектонического шва), существовавшего в мезозое-палеогене [Милановский, Хаин, 1963]. Предполагалось даже, что она могла заложиться ещё в рифее, когда с нею приблизительно совпадала система разломов, давших начало среднепалеозойскому геосинклинальному прогибу Большого Кавказа [Аджгирей и др., 1976]. В настоящее время существование такого прогиба отрицается многими геологами, а сами разломы в большинстве своём считаются гораздо более молодыми, появившимися уже после процессов герцинского тектонического скупивания.

В том виде, в котором этот разлом был ранее выделен, на наш взгляд, он представлен несколькими разновозрастными нарушениями с различной морфокинематикой. На крайнем западе, на р. Белой, южным ограничением ЗПХ является нарушение, которое обрезает с юго-запада её Пшекиш-Бамбакский тектонический блок. Простирается оно северо-западное ($\sim 295^\circ$) с местными отклонениями. В работе В. А. Лаврищева и др. [Лаврищев и др., 2002] оно представлено как западный фрагмент Тырнауз-Пшекишской шовной зоны. Это нарушение прослеживается от р. Белой до Лабинского водораздела, где срезается другим разломом, который именуется нами Закано-Домбайским. Последний представляет собою единое, местами сложно построенное, тектоническое нарушение, которое пересекает ЗПХ под косым углом (простирается около $310-315^\circ$, падение северное). В междуречье Белая — М. Лаба он отделяет основную часть ЗПХ от её фрагмента — Пшекиш-Бамбакского тектонического блока. Далее к юго-востоку на Закан-Архызском участке (длиной около 55 км) именно этот разлом служит границей между ЗПХ и ЗГХ. Затем он входит в ЗГХ, где разделяет её Софийский и Тебердинский тектонические блоки. В таком виде это нарушение выделялось нами с А. А. Беловым [Белов, Омельченко, 1986].

Далее, следуя на восток, видно, что наиболее хорошо выраженным из нарушений южного тектонического ограничения является разлом, протягивающийся между реками Большой Зеленчук и Исламчат-Баксан уже в субширотном направлении. Здесь он в большинстве случаев представлен двумя крутопадающими тектоническими швами с зажатými пермотриасовыми красноцветными осадками и подстилающими их метаморфитами. С ними он и образует узкую рифтообразную структуру.

Нашими предшественниками он выделялся так же, как составная часть Тырнауз-Пшекишского разлома. На Кубано-Тебердинском отрезке красноцветы пермотриаса отделены от подстилающих кристаллических сланцев (блыбский метакомплекс) зоной тектонического смятия; здесь же иногда присутствуют тектонические линзы базальтов с габброидами (офиолитовый комплекс) и лиственитизированных гипербазитов.

В промежутке между р. Кубанью и верховьями р. Эльмез-Тюбе происходит увеличение мощности осадков пермотриаса. Породами, подстилающими отложения пермотриаса, как это видно в верховьях р. Эльмез-Тюбе, являются метаморфиты так называемой аманчатской свиты. Эту часть южного тектонического ограничения ЗПХ вплоть до р. Баксан мы ранее называли просто Тырнаузским разломом [Белов, Омельченко, 1986].

От р. Чемарткол до правобережья р. Малки описываемое двойное нарушение перекрыто лавами Эльбруса. Здесь, по-видимому, начинается расширение этой граничной рифтообразной зоны почти вдвое. Северной составляющей её в Баксан — Малкинском междуречье является близширотное субвертикальное нарушение, которое рассекает ЗПХ примерно на две равные части. Во время детальных геологических съёмок Тырнаузского рудного района, он получил название Водораздельного сброса. В его южном (опущенном) крыле залегают те же пермотриасовые красноцветные отложения. Южное разломное ограничение рассматриваемой тектонической зоны также представлено сбросом с опущенным в послееюрское время южным крылом и амплитудой не менее величины мощности сохранившейся части осадков лейаса, то есть 1-1,2 км. На последней геологической карте А. Н. Письменного [Письменный и др., 2004] показано, что породы, подстилающие пермотриас, представлены в нижней части разреза стратифицированными образованиями среднего палеозоя. Структурно выше них располагаются зеленокаменные метаморфиты той же аманчатской свиты, помещенные здесь И. И. Грековым в выделенный им же Кыртыкский тектонический покров [Греков, 1974]. По нашим данным эти породы в описываемом междуречье обычно не отличаются от тех, которые распространены в западных районах ЗПХ и выделенных там, как тебердинская свита. Последняя постоянно сопутствует офиолитовой триаде и входит вместе с нею в состав Марухского покрова, залегая в его видимом основании, также на отложениях среднего палеозоя. Это позволяет говорить нам, что Кыртыкский покров является восточным аналогом Марухского и, как следствие, считать выделение первого из них излишним.

На правобережье р. Чегем разломы южного ограничения вместе с красноцветными осадками уходят под ниже-среднеюрские отложения, где они выражены трещинами подновления, секущими мезозойские осадки и имеющими ту же ориентировку.

Выше было упомянуто, что, строго говоря, описываемый Тырнаузский разлом не обрезает комплексы ЗПХ с юга, поскольку на территории ЗГХ, местами развиты породы упоминавшейся аманчатской свиты и других образований, свойственных ЗПХ. В ЗГХ в этой свите преобладают хлоритовые, послойно окварцованные сланцы, прослойки светлых известняков, туфов кислого состава, метаконгломератов, присутствуют линзы лиственитов и протяжённые (более 3 км) субогласные тела лиственитизированных гипербазитов, на ряде участков породы аманчатской свиты сильно тектонизированы. Однако, относить эту свиту целиком к катаклазитам

по кристаллическим породам ктитебердинской свиты, как это делается на современных картах масштаба 1:200000, не следует. Возможно, что какая-то её часть, расположенная в непосредственной близости от пород ЗГХ и сложена тектонически преобразованными кристаллическими породами её супраструктуры, но здесь также встречаются и фрагменты других образований, в частности, мраморизованных известняков и лиственитов. Последние могут свидетельствовать об участии в процессе тектонизации пород офиолитов ЗПХ.

Возможно, что настоящей границей между комплексами ЗПХ и ЗГХ междуречья Б. Зеленчука и Баксана является не Тырнаузский разлом, а крупная надвиговая (или, скорее, поддвиговая) более древняя зона, которая картируется на ряде участков и расположена южнее его. Она имеет северное падение и часто выражена интенсивным катаклизом. Причём, со стороны висячего крыла тектонизации подвергаются преимущественно тебердинские зелёные сланцы Передового хребта, в лежащем боку, наоборот, брекчируются кристаллические породы Главного хребта. Тектонические фрагменты всех этих образований могут находиться в составе катаклизитов. В зависимости от того, где выполнялись работы конкретными геологами, они и относили аманчатские сланцы к образованиям разных зон.

Наконец, в ЗГХ в верховьях рек Б. и М. Лабы известны крупные фрагменты покровных комплексов, близких по литологическому составу и даже по возрасту образованиям ЗПХ [Баранов, 1980]. Это метаморфиты двух покровов — Дамхурцевского (внизу) и Лаштракского (вверху). Мы считаем, что они могут параллелизоваться соответственно с породами Лабино-Зараусского (ранее — Кизилкольского в полном объёме) и Ацгаринского покровов. Кроме того, между двумя названными покровами Главного хребта постоянно фиксируются линзы серпентинитов, которые можно представить, как фрагменты покрова, сопоставимого с офиолитовым Марухским, продолжающимся сюда из ЗПХ.

Разломы осевой части ЗПХ.

Рассматривая структуру этой зоны в целом, можно отметить другую, местами хорошо просматривающуюся её особенность, описанную ещё И. И. Грековым, В. А. Снежко и С. П. Момотом в 1960-х годах при поисковых работах. В Аксаут-Лабинском междуречье, вблизи осевой части ЗПХ ими была выделена изломанная цепь субвертикальных сбросовых нарушений, названная Пцицерско-Кенделлярским разломом, которому придавалось значение глубинного, контролирующего не только размещение фаций, но и продуктов палеозойского магматизма. Мы не уверены, что в палеозое он был магмовыводящим (если он тогда существовал вообще), однако определяем его как поверхностное выражение осевого нарушения, имеющего достаточно глубокое заложение. Он представлен серией разломов близкого простирания, часто пересекающихся и не всегда чётко выраженных в молодых отложениях. Возникновение его, скорее всего, связано с краткими периодами господства растягивающих усилий, вследствие которых происходило раздвигание субвертикальных разломов корневой (суженной субвертикальной) зоны и возникновение разрывов в породах верхнепалеозойско-мезозойского чехла.

В бассейне р. Малая Лаба он известен под названием Хацавитинского, в Лабино-Урупском районе нарушение выделялось Е. А. Снежко под названием Никитинско-Черёмуховского разлома (рис. 1). В домезозойском фундаменте Лабинского междуречья он может сопровождаться развитием крупных флексур (район Быковского и Бескесского колчеданных месторождений). Восточнее это нарушение плохо

выделяется в сложной мозаике разрывов и предположительно под острым углом приключается к Тырнаузскому разлому на левобережье р. Теберды. Но, как видно ещё восточнее, в междуречье Малка-Баксан, северная ветвь последнего, Водораздельный разлом, вполне может служить осью хорошо выраженной дивергентной структуры этой части ЗПХ, поскольку древние породы по обе стороны от его плоскости падают навстречу, как и в Лабинском районе (рис. 2).

Геологическая история зоны Передового хребта и смежных территорий

Ещё сравнительно недавно в рамках описываемой территории, как и всей Большекавказской складчатой области, большинством северокавказских геологов-тектонистов — как производственников, так и сотрудников научных учреждений, выделялось всего два тектоно-магматических цикла: герцинский и альпийский [Аджгирей и др., 1976; Милановский, Хаин, 1963; и др.]. Это делалось с учётом недоказанности каледонских и более древних тектонических событий. Такое деление приводится и в изданной уже в XXI веке монографии, посвящённой альпийской эпохе на территории Большого Кавказа [Демина и др., 2007]. Начало этой эпохи здесь также определялось с лейаса. По нашему мнению, такая точка зрения предельно упрощает геологическую историю Кавказа, тем более, что ещё в 1960-70-х годах некоторые геологи-металлогенисты, наряду с герцинской и альпийской, выделяли также и киммерийскую эпоху [Черницын и др., 1971].

В настоящее время в рамках описываемой ЗПХ рядом северокавказских геологов [Андреев и др., 1999; Баранов и др., 1995; Белов и др., 1985; Белов, Омельченко, 1986; Лаврищев и др., 2002; Письменный и др., 2004; и др.] в фанерозое выделяются образования нескольких тектоно-магматических циклов: герцинского, индосинийского, киммерийского и альпийского. В.Л. Омельченко [Омельченко, 2011] были предложены временные границы некоторых из перечисленных циклов. При определении их объёма, прежде всего, было учтено положение главной (наиболее масштабно проявленной) тектонической фазы цикла, а окончание определено формированием комплексов пород, которые можно отождествить с молассовыми или молассоидными.

Герцинский цикл длился от нижнего девона (?) до низов инда, представленного нижнетриасовыми гидамотарской и архызской свитами, которые связаны с красноцветной пермской молассой постепенным переходом. Главная (внутривизейская-судетская) фаза приходится на интервал времени между серединой турне и поздним визе. Тогда же была сформирована аккреционная колонна герцинских покровов из комплексов пород, образовавшихся в различных геодинамических обстановках: окраинноморской (Тоханский), двух островодужных (Лабино-Зараусский и Кизилкольский) и океанической (Марухский).

Индосинийский цикл на Кавказе выделен сравнительно недавно [Белов и др., 1985; Белов, Омельченко, 1986; и др.]. Он начинался в среднем инде и, по нашему мнению, заканчивался на границе между нижним и верхним плинсбахом. Главная тектоническая фаза приходится здесь, видимо, на интервал времени между рэтом и плинсбахом. Отложения рэтского яруса на Северном Кавказе, а также Западном Предкавказье отсутствуют [Чаицкий, 2013], неизвестны здесь также и осадки геттанга. К нижнему плинсбаху относится терригенная хумаринская свита, которую можно принять как индосинийскую угленосную молассу. В это время и была, в основном, создана структура ЗПХ с многочисленными поддвигами и складками, в которые были вовлечены как ранне-, так и позднегерцинские

образования. Установлено, что этот цикл имеет магматическое и металлогеническое выражение.

Киммерийский цикл, с учётом вышесказанного, начинается с верхнего плинсбахского. Это время характеризуется мощными растяжениями, приведшими к образованию многочисленных крутопадающих сбросов, интенсивной вспышкой магматизма (маринский вулcano-плутонический комплекс). Главная фаза киммерийского тектогенеза приходится на предкелловейское время. Несмотря на то, что основные тектонические события происходили значительно южнее и связаны с закрытием Мезотетиса [Лаврищев и др., 2002], они проявились и на его северной окраине. В результате был сформирован пояс интрузий санчаро-кардывачского комплекса и другие более мелкие проявления магматитов. К этому же времени, по-видимому, относится образование таких крупных нарушений, как Хорлакельский (Эльмезтубинский) надвиг, или с учётом того, что отмечено нами выше, поддвиг. Так, в бассейне р. Чучкур на большой площади палеозойские отложения подстилаются ниже-среднеюрскими породами [Белов, Омельченко, 1986]. В эту же группу нами включается выявленный совсем недавно И. Н. Семенухой в поле развития юрских образований Урупо-Зеленчукский надвиг. Фрагмент этого нарушения в 2003 г. был откартирован и нами на р. Б. Лаба, где он под небольшим углом пересекает породы лейаса, причём по его шву выдавливаются подстилающие гипербазиты Беденского массива, превращённые здесь в брекчию. Таким образом, возможно, что начавшиеся в индосинийское время процессы формирования дивергентной структуры сжатия ЗПХ, продолжались и в процессе предкелловейской тектонической фазы складчатости, т. е. структурным основанием палеозойских отложений северной части ЗПХ в междуречье Зеленчук-Чучкур местами могут быть даже ниже-среднеюрские осадочные породы.

Киммерийский этап геологической истории заканчивается отложениями оксфорд-титона, включающими гипсоносные красноцветы мезмайской свиты, которые вместе с подстилающими породами, как мы считаем [Омельченко, 2011], можно идентифицировать как образования молассоидной формации.

Таким образом, начало собственно альпийского цикла в нашей схеме приходится на ранний мел, когда субконтинентальные условия титона довольно резко сменились морской трансгрессией, при которой на значительных территориях происходило осадконакопление в неритовых фациях. Граница юры и мела в горной части Центрального и Западного Кавказа отмечена небольшим разрывом без заметного перерыва в осадконакоплении, возможно лишь отсутствие верхов титона и низов берриасса. В то же время, результаты буровых работ, проведенных в Предкавказье [Тимофеев и др., 2009; Чаицкий, 2013], показывают наличие значительного перерыва между нижним мелом и подстилающими породами, представленными триасом и верхним палеозоем.

Результаты исследования и их обсуждение

Предлагается следующий механизм формирования структуры ЗПХ.

Как следует из приведенных выше данных, формирование современной структуры ЗПХ происходило преимущественно в обстановке длительного и мощного двустороннего сжатия, вызванного сближением (содвигом) двух жёстких соседних блоков — зон Карачаево-Черкесской и Главного хребта. Усилия растяжения играли здесь подчинённую роль. В глубинной, корневой части ЗПХ, в условиях мак-

симального стресса происходило изменение направления движения пород в противоположных крыльях со встречного на нисходящее субпараллельное с тенденцией к асимптотическому сближению их в зоне «засасывания» или поглощения («*verschluckung*» у О. Ампперера, У. Хаммера и др., по [Миясиро и др., 1985]). Некоторые из крутопадающих нарушений здесь, являются, таким образом, субвертикальными частями поддвигов. В этом отношении совершенно правы были Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [Милановский, Хаин, 1963], представляя всю ЗПХ в её наиболее узкой восточной, выведенной на поверхность, части как крупную, «шовную» разломную зону.

В содвигании-пододвигании участвуют и гипербазиты ранее сформированных герцинских офиолитовых покровов, как вдоль южной, так и северной тектонических границ рассматриваемой нами зоны, а также из центральной части ЗПХ. Присутствие этих пород здесь ранее и принималось за признак глубинности либо её тектонических ограничений, либо самой зоны в её суженной глубинной части. С учётом вероятности показанных выше встречных латерально-нисходящих движений двух сходящихся блоков, ультраосновные породы не следует напрямую связывать с верхней мантией. Появление их объясняется протрузивным выжиманием ультраосновных масс из предварительно пододвинутых герцинских офиолитов.

Двустороннее пододвигание, по-видимому, было прерывистым и приостанавливалось, когда сопротивление этому процессу превышало усилия содвигания. В этом случае возникали новые поддвиги, отстоящие на большем удалении от осевой части ЗПХ. Этот процесс затрагивал и достаточно большие глубины, поэтому во время главной фазы индосинийской складчатости происходило подплавление корневой части ЗПХ и возникновение многочисленных даек и крупных тел диорит-гранодиоритового состава. Они изучались нами на промежутке от р. Баксан до р. Теберды (чучкурский магматический комплекс [Омельченко, 2000]). Эти магматиты пересекают как ранне-, так и все позднегерцинские образования и «запечатываются» отложениями нижнего плинсбаха.

Аномальное магнитное поле Северного Кавказа и его связи со структурами доюрского фундамента.

Особенности геологического строения ЗПХ и прилегающих территорий, охарактеризованные нами выше, хорошо отражены на картах геофизических полей Северного Кавказа. Рассмотрим схему расположения аномалий магнитного поля, показанную на рисунке 3. Она основана на данных, показанных на карте аномального магнитного поля Северного Кавказа масштаба 1:1000000 на площади от Тамани до г. Грозного [Андреев и др., 1999]. На ней, в интересующей нас области, и на соседних в том числе и предгорных, территориях можно выделить три группы крупных положительных аномальных магнитных полей. Их присутствие объясняется нами существованием погребённых, или, как в случае ЗПХ, обнаженных, покровно-складчатых зеленосланцевых и офиолитовых комплексов [Греков, Омельченко, 2006].

На рисунке 3 можно видеть, что первое, наиболее интенсивное из аномальных полей, связано собственно с породами рассматриваемой нами зоны, в большинстве своём выходящими на поверхность. Оно протягивается от левобережья р. Малая Лаба до меридиана г. Эльбрус и характеризуется интенсивностью до 18 мЭ. Далее, в направлении р. Баксан и ещё восточнее, в той части ЗПХ, которая

представлена своей корневой частью, наблюдается пёстрое мозаичное магнитное поле, с точечными аномалиями (интенсивностью до 2 мЭ), без чёткой линейной выраженности.

Ещё восточнее, после аномалий северо-западного направления, связанных с диагональным Армавир-Невинномысск-Нальчикским региональным разломом, который трактуется как межблоковая шовная зона [Письменный и др., 2004], чётко вырисовывается другой, Моздок-Махачкалинский, магнитный максимум. Он представлен здесь своей западной, Прохладненско-Моздокско-Грозненской частью, совпадающей с Терско-Каспийским краевым прогибом, имеющим протяжённость около 150 км. Главными особенностями, обращающими на себя внимание, является интенсивность магнитного поля (до 3,0 мЭ) и её простирание, аналогичное направлению ЗПХ в её восточной части. Кроме этого, заметна относительная симметрия её наиболее интенсивной части, что может быть связано с дивергентностью структуры её доюрского основания. Если предположить вероятность левосторонних перемещений по названному региональному разлому на 25-27 км, то структуры фундамента Терско-Каспийского прогиба могли бы быть продолжением ЗПХ к востоку. В этом случае, магнитная аномалия, приуроченная к Армавир-Невинномысск-Нальчикскому нарушению (до 3,5 мЭ), может оказаться связанной с основными и ультраосновными породами подвёрнутой части основания Терско-Каспийского прогиба. Этим подворачиванием и перемещением крыльев разлома можно объяснить дробление и растаскивание магнитных пород на блоки, что видно на карте масштаба 1:1000000 [Андреев и др., 1999] и на рис. 3.

Как и в ЗПХ, аномальное поле основания Терско-Каспийского прогиба наверняка также дискретно, однако, это маскируется мощной толщей осадков мезокайнозойского чехла. Можно со значительной степенью уверенности предположить, что аномальные магнитные поля, связанные с породами древнего основания Тер-

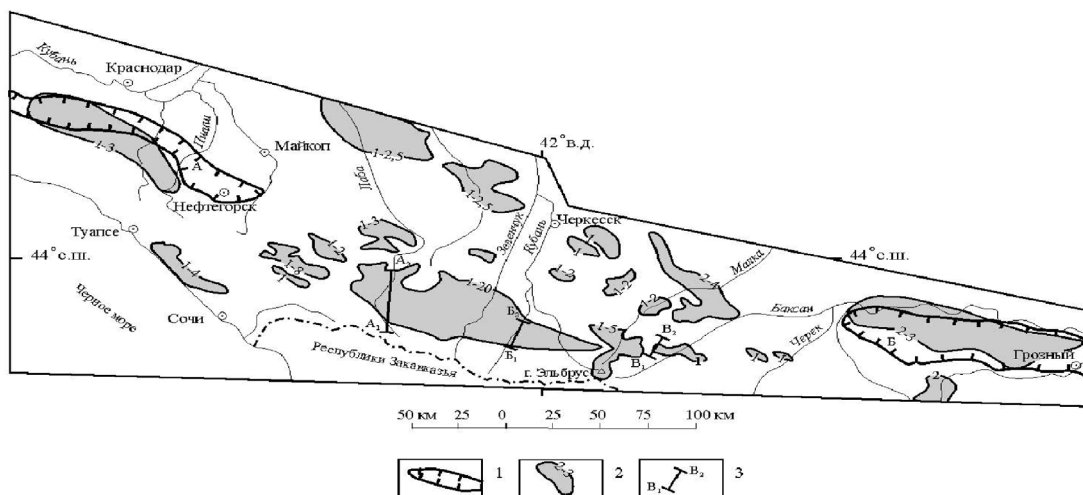


Рис. 3. Схема, показывающая взаимное положение положительных аномалий магнитного поля и нефтегазоносных районов.

1 — ограничения нефтегазоносных районов; 2 — магнитные аномалии и их интенсивность в миллиэрстедах; 3 — положение геологических разрезов. А — Западно-Кубанская нефтегазоносная область; Б — Терско-Сунженский нефтегазоносный бассейн. Схема составлена с использованием данных В. К. Андреева, Г. И. Баранова и др.

ско-Каспийского прогиба, также фиксируют зону схождения тектонических блоков, подобно тому, как мы это наблюдаем в рассматриваемой нами зоне, а не просто связаны со структурами передового прогиба. Последние могут быть наложенными позже, в альпийскую эпоху.

На северо-западе Кавказа, в южном борту Западно-Кубанского краевого прогиба, на продолжении простираения ЗПХ и прилегающих структур Карачаево-Черкесской зоны также фиксируется пояс магнитных аномалий интенсивностью 1-2,5 мЭ. Он протягивается по линии населенных пунктов Крымск-Абинск-Холмск-Горячий Ключ-Нефтегорск. Можно предположить, что здесь мы, так же, как и в Терско-Каспийском прогибе, имеем дело с погребённой зоной сочленения двух литосферных блоков. Между ними оказываются зажатые базит — гипербазитовые комплексы северо-западного продолжения ЗПХ и другие породы, включая верхнепалеозойские и, возможно, раннекиммерийские (нижне-среднеюрские) отложения.

Заключение

Как следует из приведенных данных, ЗПХ характеризуется сложностью и своеобразием структуры, обусловленными ее граничным положением между двумя сходящимися крупными разнородными блоками Большекавказской складчатой области — зонами Главного хребта и Карачаево-Черкесской. По зеркалу складчатости она бывает даже близка к сложной антиформной, а отнюдь не «грабен-синклинальной». Такая структура образовалась в результате выжимания вещества вверх и, как следствие, сужению её глубинной, части, обнажённой на востоке, где мог происходить процесс подплавления погружённых пород, с возникновением магматитов (чучкурский комплекс малых интрузий). В строении ЗПХ главенствующую роль играют разнообразные по литологии раннегерцинские покровные комплексы, «запечатанные» позднегерцинскими молассами. Все герцинские породы были дополнительно разделены на ряд тектонических чешуй сложного строения во время индосинийских тектонических событий, которые были важными при формировании её современного облика.

Среди раннегерцинских покровных образований ЗПХ значительный объём занимает базит-гипербазитовый (офиолитовый) комплекс, распространенный, как в осевой части зоны, так и в разломах, её ограничивающих. В последнем случае гипербазиты оторваны от герцинского офиолитового покрова (или покровов) и залегают в зонах тектонического пододвигания. Отсюда следует, что эти породы фиксируют зоны крупных разломов, которые, однако, непосредственно не связаны с верхней мантией и, следовательно, не являются глубинными, транскоровыми, какими они часто представлялись.

Именно такие породы в различном структурном положении инициируют ряд аномалий магнитного поля Больше-Кавказской складчатой области. Это относится в первую очередь к хорошо изученной области Передового хребта, где древние породы практически не скрыты под чехлом мезокайнозоя, а также к областям Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов, отмеченных протяжёнными положительными аномалиями магнитного поля. Происхождение последних, как следует из вышесказанного, может быть обусловлено теми же причинами, что и аномальное магнитное поле Передового хребта.

Литература

1. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) // Геотектоника. — 1979. — № 1. — С. 30-41.
2. Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М., Панов Д. И., Седенко С. М. Геология Большого Кавказа. — М.: Недра, 1976. — 263 с.
3. Андреев В. К., Баранов Г. И., Греков И. И., Ермаков В. А., Литовко Г. В., Ослопов Д. С., Прокуронов П. В., Сааков В. Г., Снежко В. А., Шемпелев А. Г., Энна Н. Л. Геологический атлас Северного Кавказа. Масштаб 1:1000 000. Объяснительная записка, комплект карт. — Ессентуки: Изд-во ФГУП «Кавказгеолсъёмка», 1999. — 130 с.
4. Баранов Г. И. Тектоническое развитие Северного Кавказа в палеозое // В сб. «Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа». Вып. XII. — Ставрополь: Ставропольское книжное издательство, 1967. — С. 72-81.
5. Баранов Г. И. Тектоника. Структура фундамента. Зона Передового хребта // В кн. «Геология СССР, т. IX, часть I, геологическое описание», глава V. — М.: Недра, 1968. — С. 608-617.
6. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // В сб. «Тектоника Средиземноморского пояса». — М.: Наука, 1980. — С. 162-171.
7. Баранов Г. И., Омельченко В. Л., Пруцкий Н. И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа // В сб. «Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым)». — Ессентуки: Кн. изд-во, 1995. — С. 63-77.
8. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. — 1976. — № 2. — С. 44-56.
9. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Тр. ГИН, вып. 347. — М.: Наука, 1981. — 212 с.
10. Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Мосаковский А. А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. — 1985. — № 6. — С. 21-42.
11. Белов А. А., Омельченко В. Л. Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнеюрском фундаменте Северного Кавказа // Изв. высших уч. зав., «Геология и разведка». — 1986. — № 9. — С. 14-21.
12. Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа // Советская геология. — 1974. — № 2. — С. 77-84.
13. Греков И. И. Марухский и Кыртыкский покровы в среднем палеозое Передового хребта // В сб. «Тезисы докладов IV конференции по геологии полезным ископаемым Северного Кавказа». — Ессентуки: Кн. изд-во, 1974. — С. 102-104.
14. Греков И. И., Омельченко В. Л. Раннегерцинская Северо-Кавказская покровно-глыбовая система // В сб. «Проблемы геологии и освоения недр юга России». Материалы международной конференции, сентябрь 2006. — Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. — С. 52-55.
15. Демина Л. И., Копп М. Л., Короновский Н. В., Леонов Ю. Г., Ломизе М. Г., Панов Д. И., Сомин М. Л., Тучкова М. И. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. — М.: ГЕОС, 2007. — 368 с.

16. Лаврищев В. А., Пруцкий Н. И., Семёнов В. М., Башкиров А. Н., Греков И. И., Черных В. И., Прокуронов П. В., Сааков В. Г. Геологическая карта РФ масштаба 1:200000 (издание второе), лист К-37-V. Серия Кавказская (Красная Поляна). — Санкт-Петербург: изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002. — 213 с.

17. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. — М.: Изд-во МГУ, 1963. — 357 с.

18. Миясиро А., Аки К., Шенгёр А. Орогенез. — М.: «Мир», 1985. — 285 с.

19. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. — М.: «Мир», 1980. — 374 с.

20. Омельченко В. Л., Белов А. А., Греков И. И. Ранне-среднепалеозойский вулканизм и палеотектоническая зональность Большого Кавказа // Геотектоника. — 1984. — № 5. — С. 61-72.

21. Омельченко В. Л. Сравнительная характеристика кишкитского гранит-порфирового и чучкурского гранодиорит-порфирового комплексов // В сб. «Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа». Материалы IX международной научно-практической геологической конференции. Статьи и тезисы докладов. — Ессентуки: кн. издательство, 2000. — С. 175-180.

22. Омельченко В. Л. О месте пород Блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Геотектоника. — 2007. — № 4. — С. 60-70.

23. Омельченко В. Л. Геологическое строение Центрального Кавказа. Современные представления о геологии и металлогении региона. — Saarbrücken: LAMBERT Academic Publishing, 2011. — 222 с.

24. Письменный А. Н., Пичужков А. Н., Зарубина М. А., Горбачёв С. А., Вертий С. Н., Греков И. И., Гамаса Ю. Н., Терещенко Л. А. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000, издание второе, серия Кавказская, листы К-38-I, К-38-VII (Кисловодск). Объяснительная записка. — Санкт-Петербург: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2004. — 275 с.

25. Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю. О содвиговой природе Тырнаузской шовной зоны // В сб. «Материалы VIII юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа». — Ессентуки: Кн. изд-во, 1995. — С. 281-283.

26. Сомин М. Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Диссертация в форме научного доклада на соискание учёной степени доктора г.-м. наук. — Москва. — 2007. — 56 с.

27. Тамбиев А. С. Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. — Тбилиси: Издательство «Сабчота Сакартвело», 1986. — 231 с.

28. Тимофеев В. А., Тимофеев А. А., Парада С. Г. Теоретические предпосылки промышленной нефтегазоносности палеозойских комплексов Предкавказья // Вестник Южного научного центра РАН. — 2009. — Том 5, № 4. — С. 50-51.

29. Хаин В. Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Труды ГИН, вып. 382. — М.: Наука, 1984. — 96 с.

30. Чаицкий В. П. Стратиграфия и газоносность триаса Западного Предкавказья и Северного Кавказа. Монография. — Краснодар: Изд-во Кубанского университета, 2013. — 182 с.

31. Чегодаев Л. Д., Греков И. И., Омельченко В. Л. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Большого Кавказа. Научный редактор М. А. Ржонсницкая. — Ессентуки: Кн. изд-во, 2000. — 87 с.

32. Черницын В. Б., Андрушук В. Л., Рубцов Н. Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. — М.: Недра, 1971. — 208 с.

TECTONICS AND GEOLOGIC HISTORY OF FRONT RANGE ZONE OF THE GREATER CAUCASUS

© 2017 V. L. Omelchenko¹, G. V. Ryabov², Sc. Candidate (Geol.-Min.), V. S. Isaev²,
Sc. Candidate (Geol.-Min.)

¹«Sevkavgeologia», Russia, 357600, Stavropol Region, Essentuki, Popov str., 49,
e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com;

²Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI), Russia, 346428,
Rostov Region, Novocherkassk, Prosveschenia str., 132,
e-mail: georg.riabov@yandex.ru

Front Range Zone (FRZ) is an elongated tectonic fragment of the Great Caucasus folded area. Its structure was being formed during several tectonic-magmatic cycles, main of which were Variscan one that have defined its lithological content as well as the Indosinian cycle. As result of the second of them Variscans structurally-lithological nappe complexes was subjected complicated folding and additional splitting on plates, that have been result of convergence of neighbour rigid blocks (zones) — Karachay-Circassian on the North and Main Range on the South. This has led to a strong compression and bilateral underthrusting of rocks of two opposite blocks and because of this, the movement of the other part of FRZ up. A participation in folding of Variscan hyperbasites of the ophiolite complex of the axial part of FRZ as well as in the frontier faults results to forming an intensive and complicated in internal structure anomal magnetic field. It repeats the outlines of FRZ largely.

The neighboring areas are observed sufficiently long and intense magnetic field weakened by a cover of Mesozoic sediments. They geographically coincide with areas of oil and gas basins.

Keywords: Greater Caucasus, Front Range Zone, tectonic-magmatic cycles, thrusts, underthrusts, ophiolites, deep seated faults, anomal magnetic fields.

УДК 553. 411

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА ЮГА РОССИИ

© 2017 С. Г. Парада, д.г.-м.н.

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

Проанализированы геолого-структурные условия локализации и вещественный состав выявленных в последние годы на Юге России месторождений и рудопроявлений золота. На примере золото-серебряного месторождения Радужное и рудопроявлений золота Кардан-Куспартинского и Северного фланга Тырнаузского рудных узлов (Кабардино-Балкарская республика), Керчикского рудопроявления золота в Восточном Донбассе и золото-медного рудопроявления в докембрийской толще Ростовского выступа Украинского щита (Ростовская область) показано многообразие генетических и геолого-промышленных типов золотого оруденения. Установлено, что проявления золотого оруденения отмечаются с протерозоя до кайнозоя (включительно). Выявленные на Юге России месторождения и рудопроявления золота уже сегодня могут составить минерально-сырьевую базу нового для Южного макрорегиона золоторудного направления горнодобывающей отрасли.

Ключевые слова: золото, медь, геолого-промышленный тип, эпитермальный, скарновый, стратиформный, метаморфогенный.

Введение

Одной из традиционных отраслей Южных регионов России является добыча полезных ископаемых. В республиках Северного Кавказа – это цветные металлы, в Ростовской области – каменный уголь и антрацит. Однако запасы металлов иссякают, а добыча угля становится все более нерентабельной и постоянно сокращается. Предприятия, имеющие горнодобывающую инфраструктуру, соответствующий опыт и высококвалифицированные кадры вынуждены увольнять людей, сокращать производство и прекращать свое существование. Вместе с тем, на Юге России имеются объекты высоколиквидных полезных ископаемых для эффективной диверсификации горнодобывающей отрасли. Так, в последние годы на Северном Кавказе и в Ростовской области осуществлялись геологопоисковые работы на рудное золото за счет средств Федерального бюджета. В результате этих работ открыты рудопроявления золота в пределах Куруш-Мазинского полиметаллического рудного узла горного Дагестана [Багатаев, 2012; Багатаев, Бергер, 2012], в Авсандур-Ламардонском, Джимидонском, Шаухохском и Теплинском рудных узлах Республики Северная Осетия – Алания [Мисетов, Полквой, 2012; Волкова и др., 2014; Чотчаев, Гогичев, 2016], Лесное и Березовское рудопроявления в Карачаево-Черкесской Республики [Карнаух и др., 2012]. Золоторудные проявления различных генетических и геолого-промышленных типов выявлены в Кабардино-Балкарской республике [Емкужев, Джубуев, 2012; Столяров и др., 2016] и в Ростовской области [Зайцев и др., 1989; Зеленщиков и др., 2001]. Из них первоочередного внимания заслуживают Радужное золото-серебряное месторождение, рудопроявления Кардан-Куспартинского и Тырнаузского рудных узлов в Кабардино-Балкарской республике, рудопроявления

Восточного Донбасса и Ростовского выступа Украинского щита в Ростовской области. Определение геолого-промышленного типа этих рудопроявлений является важной задачей, поскольку дает возможность заранее оценить возможные ресурсы руд и перспективы их освоения, целесообразность постановки дальнейших поисковых и геологоразведочных работ, а также наметить их наиболее рациональный комплекс.

Радужное золото-серебряное месторождение и рудопроявления Кардан-Куспартинского рудного узла

Кардан-Куспартинский рудный узел (Кабардино-Балкарская республика) в составе Хуламской минерагенической зоны приурочен к границе горст-антиклинория Главного хребта и моноклинали Скалистого хребта. Здесь от р. Чегем на северо-западе до бассейна р. Урух на юго-востоке выделяется так называемая Северная впадина, сформировавшаяся в ранне-среднеюрское время. Фундаментом впадины является денудированная поверхность протерозойских метаморфических и палеозойских интрузивных образований. Впадина выполнена осадочными, эффузивными и субвулканическими породами различного состава. Изолированные участки Северной впадины составляют Карданское, Безенгийское (Левобрежное), Курноятское и Куспартинское рудные поля, в пределах которых выявлено одно месторождение и более десяти рудопроявлений. Наиболее изученным является Безенгийское рудное поле.

Рудное поле объединяет золото-серебряное месторождение Радужное (Первая рудная зона) и шесть рудопроявлений (Лагерное, Орлинное, Восточное и др.). Месторождение Радужное является единственным на Юге России, которое содержит промышленные запасы золота, включенные в Государственный баланс. Количество запасов соответствует мелкому месторождению. Однако, если добавить прогнозные ресурсы высоких категорий, то месторождение можно будет отнести к среднему.

Южная граница Безенгийского рудного поля условно проводится по границе выходов палеозойских гранитов, на денудированной поверхности которых, часто с базальным горизонтом в основании, залегают терригенные и вулканогенно-терригенные отложения нижней и средней юры. Мощность и состав их сильно изменчивы. Максимальной мощности они достигают на флангах рудного поля. Минимальной – в центре.

Месторождение представлено субпластовой залежью брекчированных окремненных углеродистых аргиллитов нижней-средней юры, содержащих прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию с золотосеребряным оруденением. Залежь располагается в 10–30 м выше и параллельно кровли гранитов, наклонена под углом 25–30°, вытянута по простиранию на 450–500 м, по падению на 150–200 м, при мощности 15–30 м (рис. 1). Субвулканические тела расположены на значительном удалении от рудного тела.

Руды представлены метасоматически измененными полигенным и полихронными брекчиями [Корсаков и др., 2012] с различным соотношением обломков углеродистых терригенных пород (60–90%), реже вулканитов, и цемента (10–40%). Цементирующая масса имеет углеродисто-кварцевый состав, иногда с баритом, гематитом и карбонатами. Цемент обычно импрегнирован пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Характерны халцедоновидные структуры кремнистых агрегатов и метаколлоидные (глобулярные) текстуры сульфидных скоплений. Содержание сульфидов варьирует от первых до 20–40%.

Распределение минерализации в пределах рудного тела крайне неравномерное, обогащенные участки с высокими концентрациями золота и серебра слагают столбы, линзы, реже гнезда изометричной, неправильной, вытянутой формы. Содержание золота колеблется от 0,3–1 г/т до 440,3 г/т, серебра от 10–15 г/т до 10570,9 г/т.

Другие рудопроявления также представляют собой оруденелые (сульфидизированные) углеродистые породы, приуроченные к конседиментационной зоне смятия и дробления на контакте существенно аргиллитовой толщи с перекрывающими флишоидными песчано-глинистыми отложениями нижней-средней юры. На отдельных участках в зону контакта внедрились силлы риолитов и трахириолитов хуламского комплекса. В целом рудное поле отличается наличием контрастных по физическим и химическим свойствам горных пород и руд, что создало предпосылки к использованию дистанционных и ГИС-технологий прогнозирования оруденения [Матишов и др., 2011; Давыденко, 2013].

В морфологическом отношении золоторудные тела Безенгийского рудного поля представляют собой залежи с неравномерной прожилково-вкрапленной и вкрапленной сульфидной минерализацией в полигенных брекчиях и метасоматитах как вблизи, так и на удалении от центров вулканических аппаратов. Наиболее богатые рудные тела залегают в юрских отложениях субсогласно. Отмечаются также лентообразные и гнездообразные залежи прожилково-вкрапленных и вкрапленных золото-пиритовых, золото-арсенопиритовых руд, приуроченных к углеродосодер-

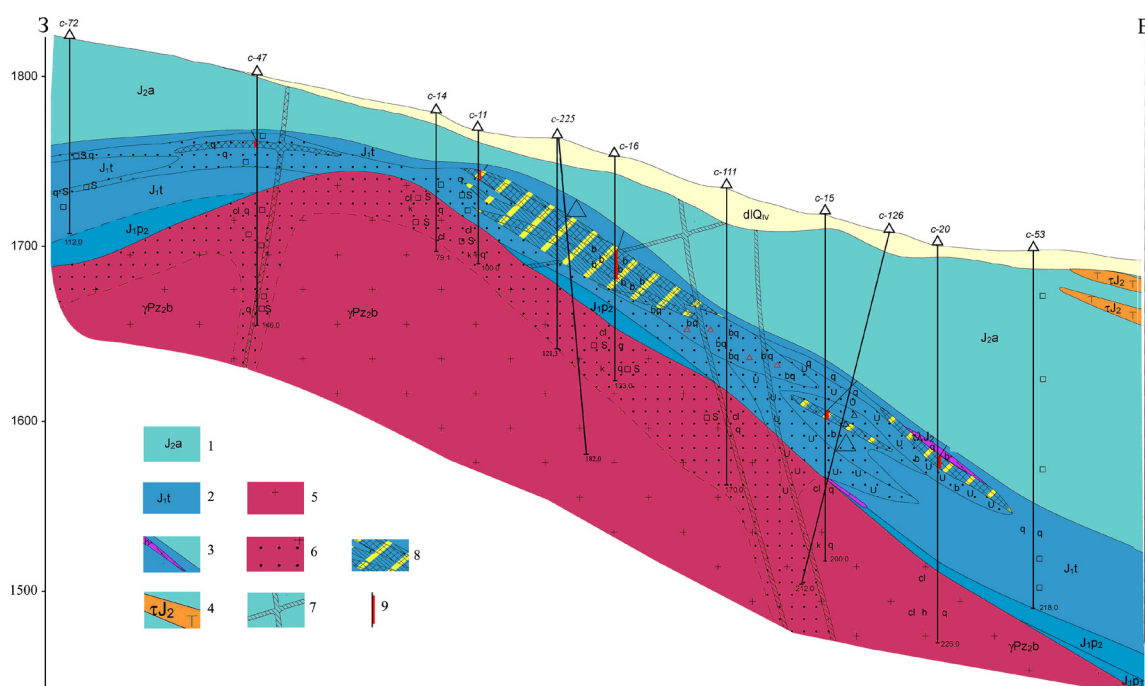


Рис. 1. Геологический разрез через первую рудную зону Безенгийского рудного поля:

- 1 – аргиллиты, алевролиты с конкрециями сидеритов, осадочные брекчии ааленского яруса (J_2a);
 2 – аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты тоарского и плинсбахского ярусов (J_1t , J_1p); 3 – риолиты (IJ_2); 4 – трахиты и трахириолиты (t , tIJ_2); 5 – граниты среднепалеозойские; 6 – кора выветривания по среднепалеозойским гранитам; 7 – тектонические зоны; 8 – золоторудное тело; 9 – интервалы скважин колонкового бурения с повышенными содержаниями золота

жащему кварц-карбонатному цементу в терригенных породах, обогащенных пирит-марказит-сидеритовыми конкрециями.

В рудных телах проявлены золотоносные минерализации двух основных типа: 1) сульфидно-вкрапленный, приуроченный к конседиментационным брекчиям кремненных аргиллитов на кварцевом и барит-карбонат-кремнистом цементе, содержащим субмикроскопическую вкрапленность акантита, кераргирита, кюстелита, золота и серебра; 2) сульфидный полиметаллический, представленный оолитовыми и массивными рудами, содержащими в значительных количествах пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, часто содержащие тонкую вкрапленность золота, кюстелита и самородного серебра.

В геохимическом отношении золотоносные минерализации разделяется на две наиболее устойчивые группы – ассоциации элементов, достаточно уверенно согласующиеся с двумя основными минеральными типами. Это, соответственно, золото-серебро-сурьма-мышьяк и свинец-цинк-медь-молибден. Первая из них свойственна сульфидно-вкрапленным и прожилково-вкрапленным рудам, локализованным исключительно в углеродистых терригенных породах, вторая ассоциация более характерна для сульфидных полиметаллических руд, локализованных преимущественно в вулканогенных породах.

Совокупность геологических и минералого-геохимических данных может свидетельствовать о том, что первый тип золотоносных минерализаций связан с процессами формирования и преобразования углеродисто-терригенных осадков и конседиментационным вулканизмом [Парада, 2015]. Второй тип можно соотнести с несколько более поздними регенерационными процессами в связи с более поздней тектоно-магматической активизацией.

Таким образом, по результатам изучения оруденения Кардан-Куспартинского рудного узла, в т.ч. месторождения Радужного, установлено, что золотоносные минерализации проявлены как в вулканоплутонических породах хуламского комплекса, так и в различных терригенных ниже-среднеюрских породах. Большая частота встречаемости повышенных содержаний золота в вулканогенных породах обусловлена, скорее всего, значительно большим количеством отобранных по ним проб, что связано с применяемой поисковой вулканогенной моделью. Эта модель на наш взгляд не является исчерпывающей для данного рудного узла и ограничивает возможность открытия руд первого типа, связанных с процессами формирования и преобразования углеродисто-терригенных осадков и конседиментационным вулканизмом.

Рудопроявления золота Северного фланга Тырныаузского рудного узла

В 2010–2015 годы на Северном фланге Тырныаузского рудного узла (Кабардино-Балкарская республика) открыто и в настоящее время оценивается несколько рудопроявлений золота. Наиболее перспективные из них располагаются к северо-западу от крупнейшего молибден-вольфрамового месторождения Тырныауз и приурочены к скарнам Зыгыркольской тектонической зоны. Учетные Государственным балансом прогнозные ресурсы золота по категориям P_1+P_2 соответствуют крупному месторождению. Данные спектральных анализов бороздовых и керновых проб свидетельствуют об отсутствии в золотоносных интервалах промышленно значимых концентраций серебра и цветных металлов.

Рудоносная зона простирается в северо-западном направлении на 2 км, при ширине от 200 до 500 м, и включает альпийские дайки лейкократовых и аплитовидных гранитов [Parada, Stolyarov, 2012]. Она выделяется областью геохимических аномалий Au (рис. 2) и других рудообразующих элементов во вторичных ореолах рассеяния, а также цепочкой локальных аномалий магнитного поля [Парада, Столяров, 2012; Емжуев и др., 2013; Тарасов и др., 2015].

Золотое оруденение Зыгыркольской зоны локализуется избирательно в пироксен-гранатовых, пироксеновых и гранатовых скарнах (рис. 3). Скарны содержат рассеянную вкрапленность разнообразных рудных минералов в количестве от единичных вкрапленников до 1–2%, что можно считать «фоновой» рудной минерализацией. Вместе с «фоновой» отмечаются скопления относительно крупных гнезд и жил густо-вкрапленной и массивной рудной минерализации, тогда как содержания рудных минералов в локальных участках скарнов составляют 5–15% [Столяров и др., 2016].

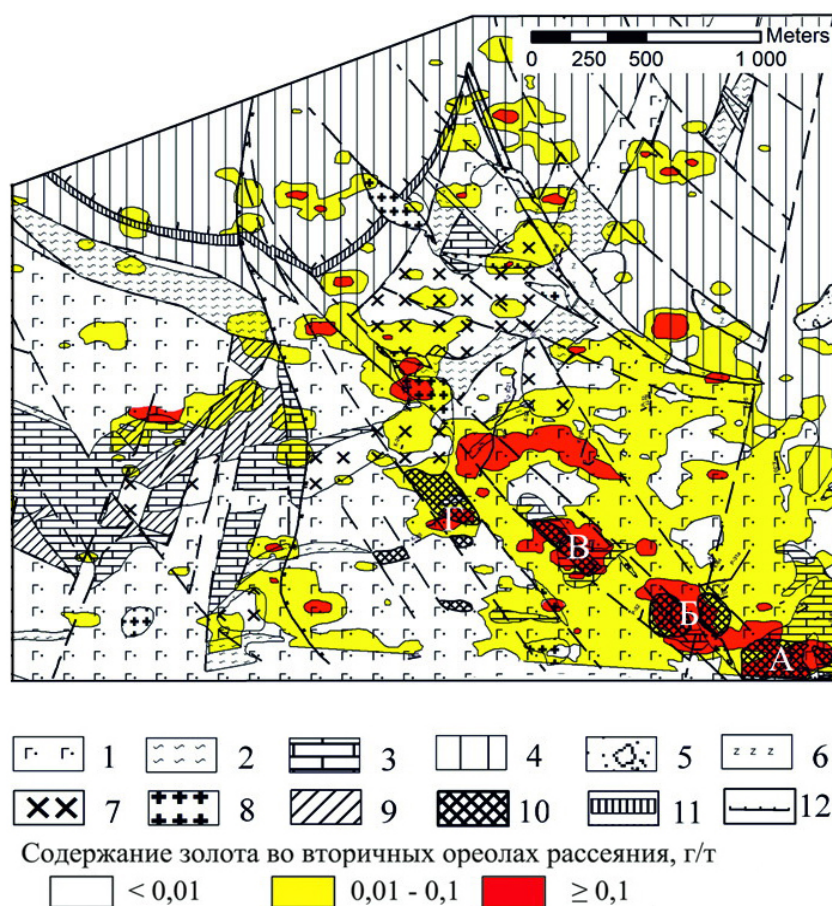


Рис. 2. Геологическая карта Зыгыркольской рудной зоны с данными по содержанию золота во вторичных ореолах рассеяния.

1–5 – стратифицированные геологические комплексы: 1 – осадочно-вулканогенный (D_2), 2 – морской терригенный (D_3), 3 – карбонатный ($D_3 - C_1$), 4 – континентальный обломочный (C_{2-3}), 5 – горно-ледниковых отложений (Q_{3-4}); 6–8 – интрузивные комплексы: 6 – улду-таллыккольский гипербазитовый (PZ_3), 7 – чучкурский диорит-гранодиорит-порфировый гипабиссальный ($P-T$), 8 – тырнаузский лейкократово-гранитовый (N); 9 – кварц-карбонатные метасоматиты, 10 – скарны (А – Нижний, Б – Средний, В – Верхний, Г – Перевальный); 11 – лиственитизированные милониты; 12 – разрывные нарушения

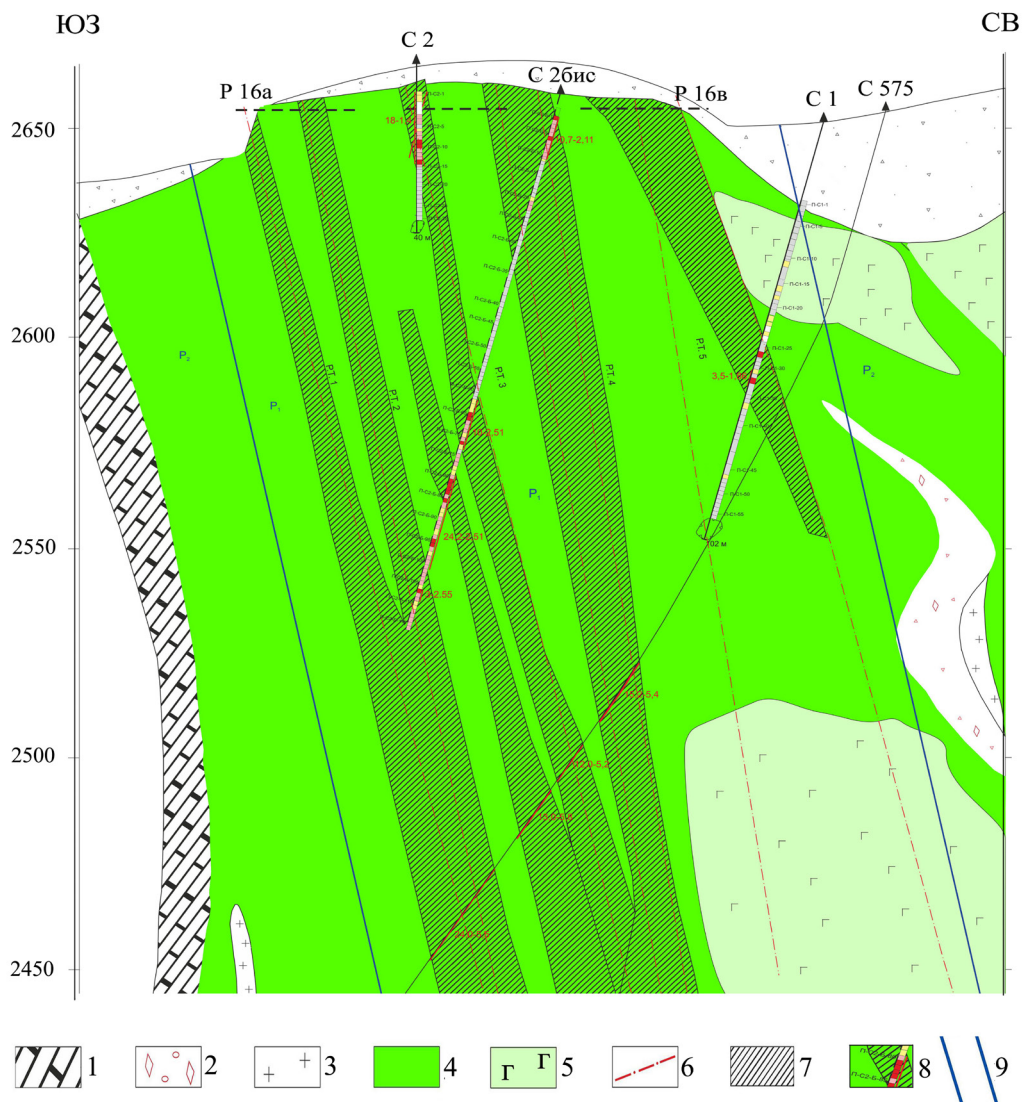


Рис. 3. Геологический разрез по буровому профилю через Нижний скарн Зыгыркольской рудной зоны с результатами пробирного анализа на золото керновых проб.

1 – известняки мраморизованные; 2 – кварц-карбонатные метасоматиты; 3 – лейкократовые и аплитовые граниты; 4 – скарны гранатовые и гранат-пироксеновые с золоторудной минерализацией; 5 – андезиты и их туфы; 6 – разрывные нарушения; 7 – рудные тела; 8 – интервалы скважины с промышленными содержаниями золота; 9 – границы контура подсчета прогнозных ресурсов Зыгыркольской рудной зоны

Сульфидные минералы отложились после внедрения альпийских даек лейкократовых гранитов, о чем свидетельствуют проявления гнездово-вкрапленных сульфидных руд в этих дайках. Все сульфиды обнаруживают признаки более позднего по отношению к магнетиту происхождения. Наиболее ранними являются пирит и арсенопирит, затем халькопирит, сфалерит, галенит и блеклые руды. Далее с небольшим перерывом (по минералогическим данным) отлагались теллуриды висмута, золота и серебра, затем следует слабо проявленная сульфоантимонитовая стадия, где широко представлены различные сульфосоли серебра. Химические анализы таких руд показывают относительно низкие содержания золота и повышенные содержания серебра и цветных металлов, то есть, благороднометалльная минерализация,

связанная с сульфидными и теллуридными ассоциациями минералов, является серебряной и золото-серебряной с преобладанием серебра, в отличие от ранней чисто золотой.

Отложение самородного золота происходило неоднократно, что зафиксировано по минераграфическим данным его приуроченностью к различным минеральным ассоциациям. По минералогическим и химико-аналитическим данным, а также по результатам изучения технологической пробы, установлено, что основное богатство скарновых руд Зыгыркольской зоны определяется частицами свободного самородного золота мелких классов. В сульфидах и теллуридах заключено не более 5% золота. Характерна высокая пробность самородного золота и наличие примесей висмута и теллура [Столяров и др., 2016], что свойственно золото-скарновым месторождениям [Гамянин, 2001; Parada, Stolyarov, 2012; Gusev, 2013]. Такие руды открыты и разведаны на крупнейшем месторождении золото-скарнового типа Лос-Филос в Мексике с подсчитанными запасами золота 249 т [<http://ukrmet.dp.ua/2014/04/15>].

Таким образом, золотое оруденение, выявленное на Северном фланге Тырныузского рудного узла, можно отнести к золото-скарновому геолого-промышленному типу с рудами убогосульфидной формации и золото-висмута-теллуровой геохимической специализацией. Ранее считалось, что золото Тырныузского рудного узла приурочено к скоплениям сульфидных руд и кварцевых жил. Полученные нами данные расширяют перспективы обнаружения золотого оруденения в пределах изученного рудного узла за счет включения в объекты поисков многочисленных участков скарнов без признаков сульфидных и кварцевожилно-прожилковых минерализаций.

Рудопроявления золота Восточного Донбасса

Здесь выявлены Керчикское, Барило-Крепинское, Галутинское, Чернореченское и др. перспективные рудопроявления золота [Зеленщиков и др., 2001; Парада, 2014]. Рудовмещающими породами являются отложения среднекаменноугольного возраста. Формирование золотоносных руд связывают с позднепермско-юрской и раннемеловой тектоно-магматическими активизациями Донецкого складчатого сооружения [Невалённый, 2005], что подтверждается наличием зон эндогенной флюидизации, оконтуривающих узлы рудных минерализаций [Давыденко и др., 2014; Клеценков, Парада, 2016]. Наиболее изученным является Керчикское рудопроявление золота, где проведены поисковые работы, подсчитаны прогнозные ресурсы золота в количестве, соответствующем крупному месторождению, положительно оценены обогатимость руд и возможность их рентабельной добычи.

По данным [Терентенко и др., 1987] рудопроявление располагается в висячем крыле Персиановского взброса. Оно приурочено к северному флангу куполовидной складки, образованной в результате осложнения широтной антиклинали первого порядка поперечным валообразным поднятием (рис. 4). С запада рудное поле ограничено меридианальным взбросом. Севернее рудопроявления этот взброс не прослеживается. Особенности структурной позиции Керчикского рудопроявления свидетельствуют о формировании структуры рудного поля в обстановке тектонического сжатия по продольной (широтной) оси, что типично для районов развития сульфидно-вкрапленной минерализации в углеродисто-терригенных толщах [Константинов и др., 2000].

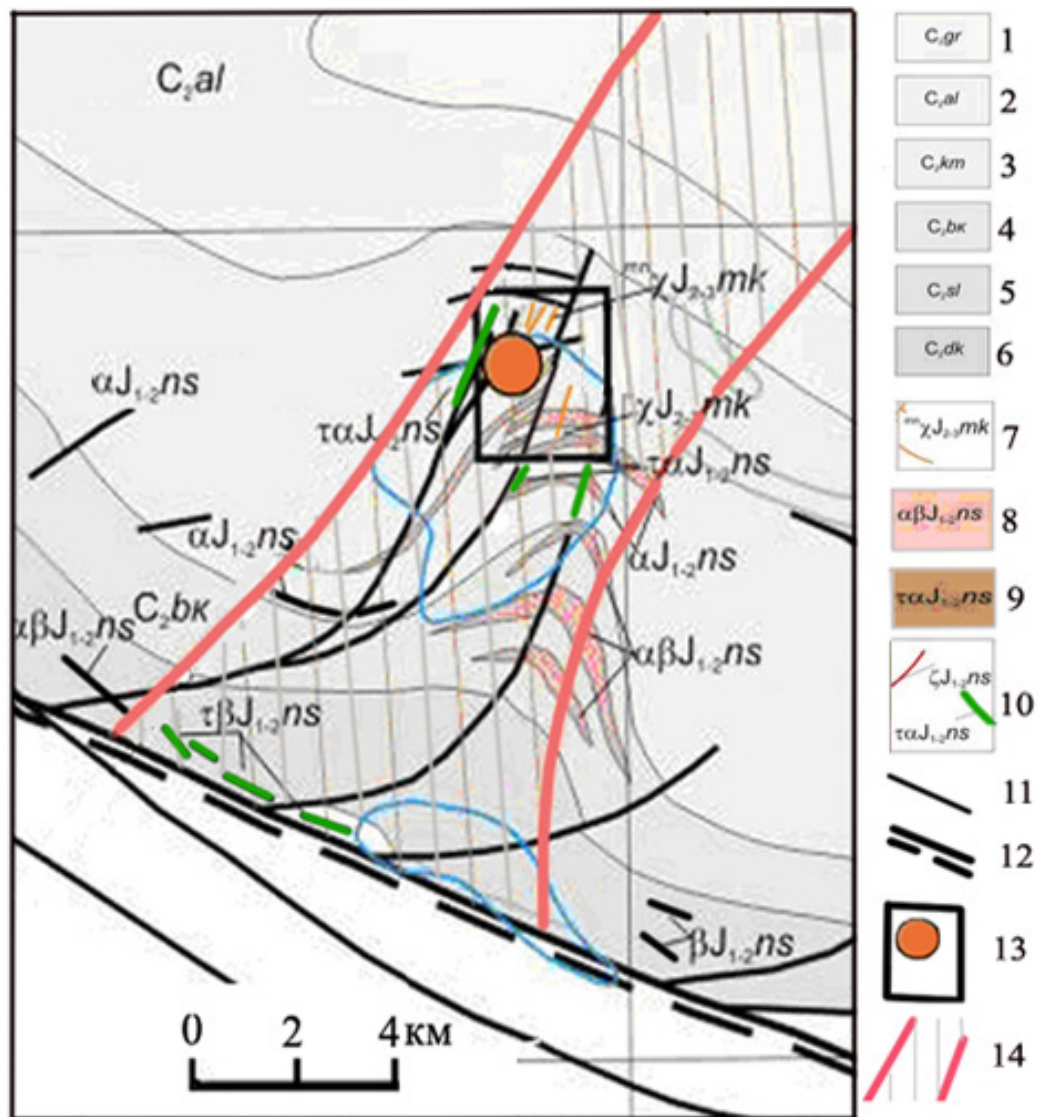


Рис. 4. Положение Керчикского рудопроявления золота в геологических структурах Восточного Донбасса: 6 – стратифицированные толщи среднекаменноугольного возраста:

1 – горловская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами известняков и каменных углей), 2 – алмазная свита (аргиллиты, алевролиты, песчаники с пластами известняков и каменных углей), 3 – каменная свита (алевролиты, песчаники, аргиллиты с пластами известняков и каменных углей), 4 – белокалитвенская свита (алевролиты, песчаники, аргиллиты с пластами известняков и углей), 5 – смоляниновская свита (алевролиты, песчаники, аргиллиты с пластами известняков и углей); 6 – нерасчлененные отложения дяковской свиты (аргиллиты, алевролиты, редко песчаники); 9 – миусско-керчикский лампрофировый интрузивный комплекс средне-позднеюрского возраста: а – силлы и дайки мончикитов, б – дайки спессартитов, камптонитов и керсантитов; 8–10 – несветаевский субвулканический интрузивный комплекс ранне-среднеюрского возраста: 8 – силлы андезитов, андезитобазальтов, 9 – силлы трахиандезитов и трахибазальтов; 10 – дайки дацитов, андезитов, трахиандезитов, диабазов, трахибазальтов; 11 – разломы; 12 – предполагаемая граница Днепрво-Донецкого авклозения; 13 – контур Керчикского рудного поля и Керчикское рудопроявление; 14 – поперечное валообразное поднятие. Два синих контура – геохимические аномалии Pb во вторичных ореолах рассеяния

Рудовмещающий разрез представлен чередованием углистых аргиллитов, алевролитов и песчаников с редкими маломощными прослоями известняков и камен-

ных углей. В основании разреза залегает относительно мощный пласт известняка; венчает его пласт угля. Среднекаменноугольные породы с угловым несогласием перекрыты платформенными отложениями кайнозоя, мощность которых в пределах рудопроявления – от 40 до 80 м.

В строении рудного поля принимает участие субвулканическое близвертикальное трубообразное тело трахиандезитов несветаевского магматического комплекса площадью 0,3 км². К югу от него и вниз по стратиграфической вертикали закартированы силлы андезито-базальтов. Калий-аргоновый возраст трахиандезитов и андезито-базальтов 165–188 млн. лет [Грановская, 1992]. Среднекаменноугольные осадочные образования и среднеюрские магматические породы прорваны дайками биотитовых андезитов, мончикитов, камптонитов и спессартитов раннемелового миусского лампрофирового комплекса.

Внедрение трахиандезитов сопровождалось метасоматическими преобразованиями вмещающих терригенных и карбонатных пород на расстояние до 1000 м к северу и югу и до 250 м к западу и востоку от интрузива. Характер метасоматических преобразований зависит от состава эпипород. По аргиллитам и алевролитам развиваются типичные березиты пирит-кварц-серицит-карбонат-хлоритового состава, переходящие по мере удаления от контакта интрузива в кварц-серицитовые или в кварц-альбит-серицитовые с пиритом образования. Песчаники вблизи контакта с трахиандезитами преобразуются в сливные кварциты. Затем степень окварцевания песчаников постепенно уменьшается. По известнякам развиваются гранатовые скарны с пирит-пирротиновой минерализацией, а по углям – халькопирит-пирит-пирротиновые руды с новообразованиями амфибола и пироксена. Калий-аргоновый возраст метасоматитов составляет 165–180 млн. лет, совпадая с возрастом интрузивных пород миусского комплекса.

Золоторудные тела представлены полигенно-полихронными брекчиями, сцементированными сульфидно-кварцевыми, сульфидно-кварц-карбонатными и сульфидно-карбонатными гидротермалитами, которые распространены еще и в виде скопления прожилков, пересекающих ранние метасоматиты, не измененные интрузивные и осадочные породы. Возраст этих гидротермалитов 91–97 млн. лет. По данным [Грановская, 1992] в них выделяются в качестве главных рудных минералов пирит, галенит, сфалерит, марказит; второстепенных – халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, бурнонит, айкинит, самородное золото, самородный висмут, самородный мышьяк, мельниковит, гематит, лимонит, аурипигмент и киноварь. В андезитах иногда отмечаются молибденито-кварцевые прожилки и вкрапленность пирротина. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, анкеритом, доломитом, диккитом, гидрослюдами и цеолитами. Полученные по результатам испытания технологической пробы средние содержания золота 1,8 г/т и серебра 7,6 г/т, позволяют отнести руды Керчикского проявления к золото-серебряному типу.

Известные на сегодняшний день рудные тела Керчикского проявления морфологически представлены двумя относительно изометричными штокверками, приуроченными к метасоматически измененным осадочным и магматическим породам в северном и южном экзо- и эндоконтактах интрузива трахиандезитов. Охарактеризованные выше геолого-структурные условия их локализации в совокупности с особенностями минерального состава оруденения более всего соответствуют эпитермальным месторождениям золото-серебряных руд, пространственно связанных с вулканотектоническими постройками. Вместе с тем, многие чер-

ты минерального состава Керчикского рудопроявления, в частности слагающие штокверк кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки с полисульфидной минерализацией и относительно крупным свободным золотом, напоминают позднепродуктивную ассоциацию известных крупнообъемных месторождений в углеродисто-терригенных толщах (Майское на Чукотке, Кумтор в Кыргызстане, Карлин в США и др.), которая на перечисленных месторождениях, несмотря на высокие содержания золота, не оказывает существенного влияния на общие запасы золота в них. Промышленную значимость этих месторождений определяют, как известно, масштабы и интенсивность рассеянной осадочно-диагенетической, катагенетической и (или) метаморфогенной вкрапленности сульфидов железа и мышьяка с тонкодисперсным золотом.

Такого типа минерализация фиксируется и в пределах Керчикского рудопроявления. Наряду с кварцево-жильно-прожилковой золоторудной минерализацией, связанной с постмагматическими гидротермальными процессами, она отмечается в терригенных породах в форме стратифицированных участков вкрапленной и прожилково-вкрапленной золотосодержащей сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализации. Сульфидоносные алевриты образуют невыдержанные по простиранию линзы и слои незначительной мощности, простирающиеся за пределы Керчикского рудного поля. Содержание золота в них от сотых долей до первых граммов на тонну. Причем повышенные содержания золота отмечаются часто в керне скважин, не имеющем гидротермальных прожилков [Грановская, 1992]. В контурах штокверковой зоны на эти сульфидоносные горизонты накладывается более поздняя юрская и раннемеловая минерализации, что приводит к регенерации и переотложению раннего золота и укрупнению его частиц. Учитывая эти данные, а также особенности геохимической специализации рудовмещающих пород [Черненко, Трошенко, 2012] можно предположить, что выявленная в пределах Керчикского рудного поля золотоносная сульфидно-вкрапленная минерализация в углеродисто-терригенных толщах Донбасса имеет литогенную природу, и может быть обнаружена далеко за его пределами по критериям, изложенным в работе [Парада, 2015]

Кроме прямых признаков, об этом свидетельствуют следующие геологические особенности Восточного Донбасса, свойственные классическим рудным районам с крупнообъемным золото-сульфидно-вкрапленным оруденением [Константинов и др., 2000]: 1) внутриконтинентальная позиция складчатых структур и отсутствие гранитоидного магматизма; 2) сочетание углисто-терригенных и карбонатных формаций различной степени их постседиментационного преобразования; 3) наличие стратифицированной осадочно-диагенетической сульфидной минерализации; 4) широкое развитие мощных зон смятия, рассланцевания и будинирования пород, фиксирующих региональные взбросы и надвиги в узлах пересечения их со скрытыми разломами фундамента; 5) отчетливо выраженная асимметрия складчато-разрывных структур; 6) неоднократные проявления тектоно-магматической активизации с внедрением щелочных малых интрузий магматических пород среднего-основного состава. К этому следует добавить нормальный калиевый тип щелочности терригенных пород Восточного Донбасса, что по данным [Парада, 2002], является признаком первично литогенной природы сульфидно-вкрапленной минерализации.

В изложенном контексте установленную на Керчикском рудопроявлении низкотемпературную аргиллизитовую мышьяково-ртутную минерализацию, можно отнести к «карлинскому типу», что расширяет перспективы существенно карбо-

натных уровней литолого-стратиграфического разреза Восточного Донбасса на обнаружение тонкодисперсных сульфидно-вкрапленных руд названного типа.

Таким образом, в соответствии с приведенными данными, можно предположить, что выявленные к настоящему времени руды Керчикского проявления представляют собой лишь позднепродуктивную стадию более крупных проявлений золото-сульфидно-вкрапленного типа в углеродисто-терригенных комплексах, связанную с регенерацией и перераспределением золота из них на этапах раннеюрской и раннемеловой тектоно-магматических активизаций. Такое предположение позволяет надеяться на открытие в складчатых структурах Восточного Донбасса, кроме золото-серебряных руд вулканогенного генезиса, крупнообъемных месторождений прожилково-вкрапленных и вкрапленных золотых руд в песчанико-сланцевых углеродистых формациях, а также пластовых и субпластовых месторождений в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях, относящиеся к «карлинскому типу».

Рудопроявления золота в псефитах Ростовского выступа Украинского щита

В пределах Ростовского выступа Украинского щита в результате структурно-поискового бурения на углеводородное сырье обнаружены проявления золотоносной минерализации в верхнепротерозойских псефитах синявской серии (рис. 5).

По результатам опробования керн скважин выявлено восемнадцать золотоносных интервалов со средним содержанием золота от 0,1 до 2,4 г/т. Шесть из них приурочены к метапесчаникам хавальшской свиты, остальные двенадцать – к метапесчаникам и цементу метаконгломератов темерницкой свиты [Закруткин, Кулиш, 1994]. Согласно работе [Зайцев и др., 1989] в метапесчаниках хавальшской свиты повышенные концентрации золота связаны, в основном, с вкрапленностью сульфидов железа и меди, в отдельных случаях они приурочены к зонам дробления с кварц-сульфидными прожилками. В темерницкой свите напротив, золотоносными являются участки концентрации кварцевых прожилков и скопления метагенных кварцевых вкрапленников и гнезд. Кварцевые прожилки развиваются главным образом в метапесчаниках и в цементе метаконгломератов. Отмечаются случаи пересечения прожилками галек метаконгломератов, представленных различными породами. Самородное золото обнаруживается в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках в виде мелких комковидных зерен размером от 0,02 до 0,2 мм, пробностью 920–950‰.

В этих же скважинах обнаружена медная минерализация. Она отмечается по всему разрезу синявской серии, как в самородном виде, так и в сульфидной форме (борнит, халькозин). Однако распределяется она неравномерно и часто концентрируется в сравнительно узких интервалах. В чалтырьской свите выявлено два таких интервала со средним содержанием меди 0,06%, в хавальшской – один, приуроченный к пачке переслаивания мономинеральных кварцевых и разнозернистых полимиктовых метапесчаников, где обнаружены дендриты самородной меди размером до 5 см. Среднее содержание меди в этом интервале 0,02%. В чадринской свите выделяются два меденосных интервала со средним содержанием меди 0,05%. Рудная минерализация представлена вкрапленностью самородной меди, окрашивающей доломиты в розовый цвет, и халькозином, рассеянным в породе и дающим скопления в трещинах. Девятнадцать меденосных интервалов выявлено в темер-

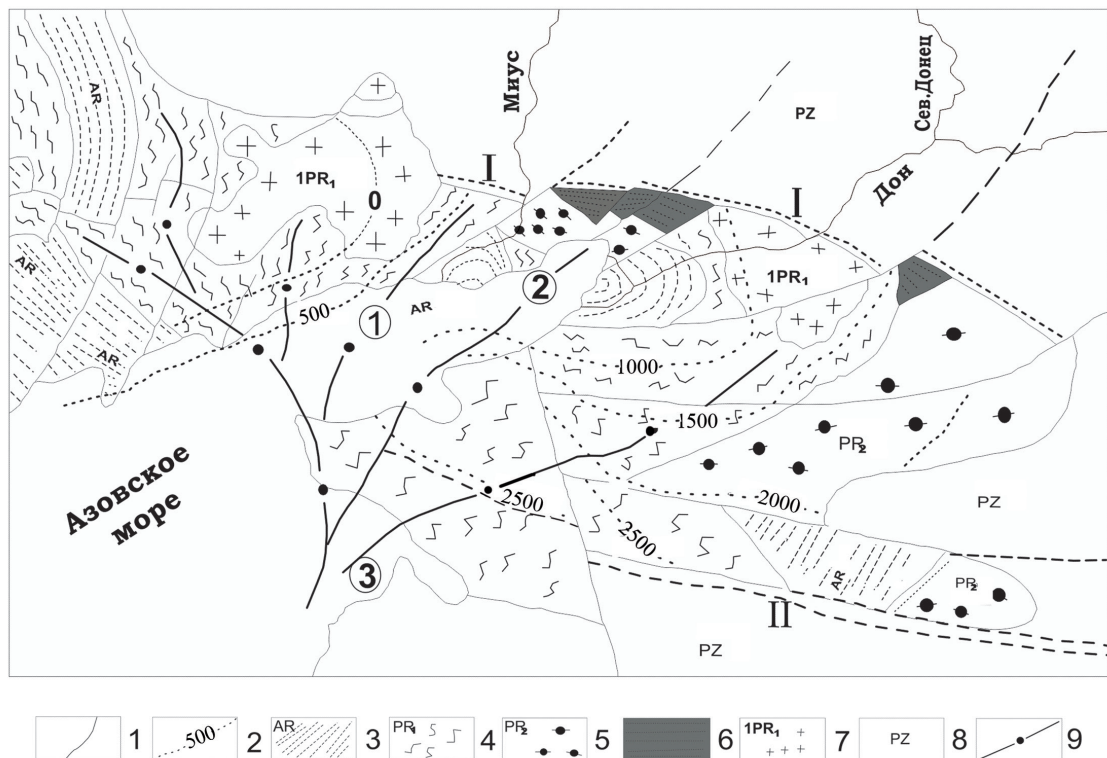


Рис. 5. Положение темерницкой свиты золотоносных конгломератов на геолого-структурной схеме Ростовского выступа Украинского щита.

1 – разломы; 2 – изолинии глубины поверхности докембрийского фундамента; 3–6 – стратифицированные геологические комплексы: 3 – архейские, 4 – нижнепротерозойские, 5 – верхнепротерозойские, 6 – рудоносные конгломераты темерницкой свиты верхнего протерозоя; 7 – граниты Еланчикского и Нижнедонского массивов; 8 – палеозойское обрамление Украинского щита; 9 – оси главных синклиналий нижнего протерозоя. Цифры в кружках 1 – Латоновская, 2 – Синявская, 3 – Мечетинская синклинали; римские цифры – главные глубинные разломы (шовные зоны): I – Преддонецкий, II – Бейсугский

ницкой свите. Максимальные содержания меди (до 1%) установлены в двух из них, где они приурочены к метапесчаниковым прослоям в метаконгломератовой толще. Видимая сульфидная минерализация наблюдается в кварц-карбонат-баритовых прожилках (халькопирит, борнит, ковеллин, халькозин) и в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Медная минерализация в отдельных случаях сопровождается повышенными содержаниями золота и, реже, серебра.

Основные особенности медной минерализации, проявленной в породах синявской серии, – крупнообъемный характер, охватывающий по вертикали интервалы от первых метров до первых десятков метров, рассеянный вкрапленный и прожилковый морфологический тип оруденения, широкое проявление самородных форм меди и высокомедистых сульфидов, – подобны основным особенностям известных стратиформных метаморфизованных месторождений медистых песчаников верхнепротерозойских толщ Африки, в том числе с высоким содержанием золота (Чамбиши, Каленгва и др.) [Григорьев и др., 1984].

Таким образом, основные особенности литологического состава отложений синявской серии и проявленной в них рудной минерализации позволяют отнести рудопроявления меди к геолого-промышленно типу стратиформных месторождений

медистых песчаников и сланцев. Рудопроявления золота генетически обособлены. Специальными исследованиями обоснованно метаморфогенное происхождение золоторудной минерализации [Закруткин, Кулиш, 1994]. В развитие этих представлений нами обращено внимание на особенности состава пород и проявленного в них золотого оруденения в связи с геохимией натрия и возникающей при этом металлогенической специализацией изучаемых толщ [Закруткин, Парада, 2001; Кулиш, Парада, 2007].

Как показано в работе [Закруткин, Парада, 2001] в распределении содержаний щелочных элементов намечается определенная закономерность, – в метапесчаниках нижней части синявской серии K_2O преобладает над Na_2O , в то время как в метапесчаниках темерницкой свиты наблюдается обратное соотношение. В цементе метаконгломератов этой свиты тоже фиксируется значительное преобладание Na_2O над K_2O . Обращает внимание и тот факт, что метапесчаники, слагающие нижние свиты синявской серии и характеризующиеся в коренном залегании преобладанием K_2O над Na_2O , в составе галек метаконгломератов темерницкой свиты приобретают принципиально иное соотношение этих оксидов, – в пользу Na_2O . Следует отметить и существенно высокие содержания Na_2O , при относительно низких K_2O в гальках самых различных магматических пород из метаконгломератов.

Из этого материала следует важный вывод, имеющий значение для металлогенического прогноза, – синявская серия четко разделяется на две части не только по особенностям строения и литологического состава, но и по типу щелочности слагающих ее обломочных метапород. Нижняя часть серии характеризуется нормальным калиевым типом щелочности ($Na_2O/K_2O < 1$), верхняя часть (темерницкая свита) обладает натриевым типом ($Na_2O/K_2O > 1$). Следствием этого вывода является возможность прогноза минерально-морфологического типа предполагаемого оруденения. В соответствии с результатами проведенных ранее петрохимических исследований рудовмещающих осадочных пород Приамурья и других золотоносных регионов России и зарубежья [Парада, 2002], в калиевых толщах преобладают золотосульфидные вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, в натриевых – золотокварцевые жильные и жильно-прожилковые.

Таким образом, установленная принадлежность медного оруденения к геолого-промышленному типу стратиформных месторождений медистых песчаников и сланцев, занимающих по общим запасам меди второе место в мире, и метаморфогенно-гидротермальный генезис золотой минерализации, для которого характерны крупные объемы руд, открывают принципиально новые перспективы синявской серии Ростовского выступа Украинского щита.

Выводы

Анализ геолого-структурных условий локализации и вещественного состава выявленных в последние годы на Юге России месторождений и рудопроявлений золота показал многообразие их генетических и геолого-промышленных типов. Это метаморфогенно-гидротермальный, вулканогенно-гидротермальный и магматагенно-метасоматический (скарновый) типы. Установлено, что проявления золотого оруденения отмечаются с протерозоя до кайнозоя (включительно). Выявленные на Юге России золото-серебряное месторождение Радужное и рудопроявления золота Кардан-Куспартинского и Северного фланга Тырныаузского рудных узлов (Кабардино-Балкарская республика), Керчикское рудопроявление золота в Восточном

Донбассе и золото-медные рудопоявления в докембрийской толще Ростовского выступа Украинского щита (Ростовская область) уже сегодня могут составить минерально-сырьевую базу нового для Южного макрорегиона золоторудного направления горнодобывающей отрасли.

Литература

1. Багатаев Р. М. Минерально-сырьевая база Республики Дагестан // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2012. – №1. – С. 18–31.
2. Багатаев Р. М., Бергер М. Г. Минералого-геохимические особенности золотоносных рудопоявлений в черносланцевых толщах горного Дагестана // Геология и геофизика Юга России. – 2012. – №4. – С. 8–24.
3. Волкова М. М., Костицын Ю. А., Бычков Д. А., Борисов М. В. Определение возраста золото-сульфидного рудообразования Шаухохского рудного поля (Северная Осетия, Россия) в мраморизованных углистых известняках Rb-Sr методом // Геохимия. – 2014. – №1. – С. 86–90.
4. Гамянин Г. Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхне-Колымских мезоид. – М.: ГЕОС, 2001. – 222 с.
5. Грановская Н. В. Минералогия и термобарогеохимия золота в Юго-Восточном Донбассе. Записки ВМО. – 1992. – №4. – С. 29–42.
6. Григорьев В. М., Дружинин А. В., Трофимов Н. Н. Рудные месторождения Африки. – М. – 1984. – 186 с.
7. Давыденко Е. Д. Прогнозирование золотого оруденения в среде ГИС ИНТЕГРО на одной из площадей Северного Кавказа // Геоинформатика. – 2013. – №3. – С. 49–55.
8. Давыденко Д. Б., Давыденко Е. Д., Исаев В. С., Клеценков А. В., Мохов А. В., Парада С. Г. Опыт выявления и изучения зон эндогенной флюидизации комплексом дистанционных и газогеохимических методов // Вестник Южного научного центра РАН. – 2014. – Т. 10. №1. – С. 25–34.
9. Емкужев А. С., Джубуев Н. С. Минерально-сырьевая база Кабардино-Балкарской Республики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2012. – №1. – С. 42–55.
10. Емкужев М. С., Парада С. Г., Столяров В. В., Тарасов В. А. Опыт применения крупномасштабной магнитной съемки при поисках золотого оруденения в Восточной части минерагенической зоны Передового хребта // Геология и геофизика Юга России. – 2013. – №3. – С. 3–19.
11. Зайцев А. В., Закруткин В. В., Кулиш Е. А. Рудоносность метаморфических комплексов восточного склона Украинского щита // Геологический журнал. – 1989. – №5. – С. 188–196.
12. Закруткин В. В., Кулиш Е. А. Докембрий Ростовского выступа: геохимия, природа протолитов, металлогения. – Киев: изд-во ОМИГМР НАН Украины, 1994. – 212 с.
13. Закруткин В. В., Парада С. Г. Распределение натрия в верхнепротерозойских толщах Ростовского выступа Украинского щита в связи с их золотоносностью // Доклады Национальной академии наук Украины. – 2001. – №1. – С. 136–139.
14. Зеленщиков Г. В., Курбанов Н. К., Кучеревский П. Г., Радаева Т. П. Перспективы золотоносности Припятско-Днепрово-Донецкого авлакогена // Руды и металлы. – 2001. – №2. – С. 26–35.

15. Карнаух Ю. В., Омельченко В. Л., Абайханов У. И. Минерально-сырьевая база Карачаево-Черкесской Республики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2012. – №1. – С. 57–65.

16. Клещенок А. В., Парада С. Г. Результаты полевых исследований газогеохимических компонентов рудных залежей в Восточном Донбассе // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – №1. – С. 60–70.

17. Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф. Золоторудные гиганты России и Мира. – М.: Научный мир, 2000. – 272 с.

18. Корсаков С. Г., Газеев В. М., Гурбанов А. Г. Морфология, генезис и рудоносность полигенных и полихронных брекчий Безенгийского рудного поля (Кабардино-Балкарская республика) // Вестник Владикавказского научного центра. – 2012. – Т. 12. №1. – С. 26–31.

19. Кулиш Е. А., Парада С. Г. Металлогенический аспект геохимии натрия в черносланцевых комплексах // Минералогический журнал. – 2007. – №11. – С. 112–117.

20. Матишов Г. Г., Парада С. Г., Давыденко Д. Б. Технологии прогнозирования залежей углеводородов и минеральных месторождений будущей России (на примере Южного региона) // Геология и геофизика Юга России. – 2011. – №1. – С. 20–31.

21. Мисетов А. В., Полквой А. П. Минерально-сырьевые ресурсы Республики Северная Осетия – Алания // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2012. – №1. – С. 67–77.

22. Невалённый Ю. В. Ресурсы металлических полезных ископаемых. В кн.: Проблемы и перспективы комплексного освоения минеральных ресурсов Восточного Донбасса. – Ростов-н/Д: изд-во ЮНЦ РАН, 2005. – С. 71–84.

23. Парада С. Г. Генетические модели предрудных золотоносных минерализаций в черносланцевых комплексах Северного Кавказа // Вестник Южного научного центра РАН. – 2015. – Т. 11. №2. – С. 53–62.

24. Парада С. Г. Зависимость минерально-морфологических типов золоторудных месторождений от химического состава вмещающих углеродисто-терригенных пород // Доклады Национальной академии наук Украины. – 2002. – №4. – С. 137–140.

25. Парада С. Г. Перспективные геолого-промышленные типы рудопроявлений золота в Ростовской области // Вестник Южного научного центра РАН. – 2014. – Т. 10. №14. – С. 53–60.

26. Парада С. Г., Столяров В. В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырнаузского рудного поля // Вестник Южного научного центра РАН. – 2012. – Т. 8, №2. – С. 33–40.

27. 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. – №1. – С. 32–42.

28. 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.

29. Терентенко Н. А., Лихачев В. А., Зеленчиков Г. В. Литолого-структурные условия локализации цветных и благородных металлов на Керчикском рудопроявлении. В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Ростовской области. – Ростов-н/Д: изд-во РГУ, 1987. – С. 90–95.

30. Черненко М. Ю., Трощенко В. В. Геохимическая специализация магматических и осадочных пород Керчической рудовмещающей структуры (Восточный Донбасс) // Вестник Южного научного центра РАН. – 2012. – Т. 8. №4. – С. 50–57.

31. Чотчаев Х. О., Гогичев Р. Р. Геологические особенности и характеристика золотоносности Теплинского рудного узла // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – №4. – С. 128–143.

32. Gusev A. I. Geographical sciences. – 2013. – №11. – Pp. 108–112.

33. Parada S. G., Stolyarov V. V. Relation of gold mineralization on the northern flank of the Tyrnyauz deposit to intrusive complexes, Kabardino-Balkar Republic // Doklady Earth Sciences. – 2012. – Т. 445. №2. – Pp. 939–942.

34. <http://ukrmet.dp.ua/2014/04/15/meksika-goldcorp-priostanovila-raboty-na-los-filos.html>

PROMISING TYPES OF GOLDEN DEPOSITS AND ORE MANIFESTATIONS OF RUSSIAN SOUTH

© 2017 S. G. Parada, Sc. Doctor (Geol.-Min.)

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov street, 93a, e-mail: segripa@rambler.ru

The geological-structural conditions of localization and material composition of revealed in last year's at the Russian South deposits and ore manifestations of gold have been analyzed. On the example of golden-silver deposit Raduzhnoye and golden ore manifestations of Kupartinsky and Northern flank of Tyrny-Auz ore nodes (Kabardino-Balkarian Republic), Kerchik golden ore manifestation in the Eastern Donbas and golden-copper ore manifestation in the Precambrian series of the Rostov ledge of Ukrainian Shield (Rostov region), the diversity of genetic and geological-industrial types of golden mineralization has been shown. It is stated that manifestations of golden mineralization are noted since Proterozoic until Cenozoic (inclusive). The revealed at the Russian South deposits and ore manifestations of gold already now can make mineral raw material base of the new for Southern macro-region golden-mining direction of the mining industry branch.

Keywords: gold, copper, geological-industrial type, epithermal, skarn, stratiform, metamorphogenetic.

УДК 551.24

ЦИКЛИЧНОСТЬ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОТЕКТОНИКА

© 2017 В. В. Трощенко, к.г.-м.н.

ИАЗ ЮНЦ РАН, Россия, 344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 31,
e-mail: vtrosh@ssc-ras.ru

Приводятся факты, свидетельствующие об аллохтонном способе накопления ископаемых углей и о формировании цикличности угленосных толщ как результат однонаправленного прерывистого воздымания области сноса терригенного материала в период отложения угленосных толщ. Требуется коррекция некоторых положений седиментологии и геотектоники.

Ключевые слова: аллохтонное угленакопление, угленосные толщи, циклическое строение, области сноса, прерывистое воздымание.

С тех пор, когда впервые была выдвинута идея цикличности осадконакопления [Weller, 1930], полемика по терминологическим и понятийным вопросам, связанным с периодическими процессами в геологии, не прекращается до сих пор.

Поскольку из всех осадочных формаций наиболее изученными в силу исторически сложившихся обстоятельств являются угленосные, их циклическое строение оказалось наиболее удобным материалом для анализа периодичности движений земной коры.

На протяжении почти всего 20 столетия угольная геология находилась под мощным влиянием научной школы, исповедующей автохтонный характер торфоугленакопления как основной для всех угольных бассейнов и месторождений мира. В новом столетии, как и прежде, любой угольный пласт при всех палеогеографических построениях объявляется априори болотным горизонтом [Угольная база России, 2004], несмотря на вполне очевидные различия в природе угольных залежей и болотных торфяников, наиболее заметные из которых касаются морфологии этих природных образований [Трощенко, 2014].

Между тем, критический анализ хорошо известных фактов однозначно указывает на то, что, вопреки общепринятым канонам, подавляющее большинство угольных залежей фанерозоя сформировано аллохтонно за счёт денудационного размыва торфяных залежей на воздымающихся блоках земной коры, переноса торфяной органики водными потоками и отложения на дне водных бассейнов, т.е. уголь представляет собой нормальную водно-осадочную породу органического состава [Трощенко, 2012]. Несмотря на обоснованность твёрдыми фактами, этот взгляд на природу ископаемых углей не нашёл поддержки в мировом геологическом сообществе.

В качестве одного из возражений против пересмотра устоявшейся точки зрения на генезис угля обычно выдвигается мнение о том, что вопрос об автохтонном или аллохтонном происхождении угля является частным, второстепенным и малозначимым, т.к. независимо от его трактовки поиск новых угольных месторождений сводится к выявлению объектов, сходных с известными. По этой причине в практике научно-исследовательских и углеразведочных организаций при изучении генезиса углей этот вопрос вообще не ставился, а морфологические исследования угольных

залежей сводились к поиску несуществующих «островов», «протоков», «топей», т.е. палеогеографических элементов болотного ландшафта.

При этом упускается из вида тот факт, что неверное представление о происхождении угля породило геотектоническую теорию волновых движений земной коры [Кузнецов и др., 2014], где циклическое сложение угленосных и подобных им формаций объявляется результатом череды трансгрессий и регрессий, которые происходили на территории седиментационного бассейна в результате колебательных движений его ложа. Такие движения действительно имели место в геологической истории, но не как временные границы элементарных седиментационных циклов, а как манифестация общего изменения тектонического режима на территории бассейна или всего региона.

Считается, что в настоящее время, в связи со снижением интереса к углю как топливу и технологическому сырью, теоретический вопрос о генезисе ископаемых углей утратил актуальность. Эта точка зрения неверна уже потому, что отыскание научной истины никогда не бывает напрасным, особенно если принять во внимание тот факт, что на устоявшихся представлениях о генезисе угленосных формаций базируется теория волновых движений земной коры, являющаяся составной частью геотектоники.

Что касается практической стороны дела, специалисты-проектировщики угледобывающих предприятий жалуются на низкую достоверность материалов углеразведки, обусловленную, наряду с другими причинами, слабой теоретической базой. В частности, они указывают, что «недостаточная надёжность исходных геологических материалов существенно влияет на качество проектирования отработки запасов угольных месторождений и приводит к необходимости резервирования производственных возможностей технологических звеньев шахт. Таким образом, можно с должным основанием утверждать о доминирующей роли геологической базы в информационном обеспечении проектных работ» [Кузнецов и др., 2014].

В настоящее время угольная промышленность России столкнулась вплотную с проблемой недостаточной разведанности полей действующих угледобывающих предприятий и практически полного отсутствия задела разведанных участков для строительства и ввода в эксплуатацию новых объектов, хотя потребность в твёрдом топливе не исчезла и в перспективе может значительно возрасти. На это указывает успешный опыт стран-экспортёров угля, которые не только не снижают, но и наращивают свои производственные мощности, особенно в части добычи углей дефицитных марок.

Из вышесказанного следует вывод о неизбежном возобновлении в ближайшем будущем геологоразведочных работ на уголь, как в давно осваиваемых угольных бассейнах, так и, предположительно, на новых, ранее не эксплуатировавшихся площадях. Учитывая общий упадок углеразведочной отрасли, можно утверждать, что для её возрождения понадобится серьёзный пересмотр не только методических основ, но и теоретической базы угольной геологии, которой в последние десятилетия почти не уделялось внимания. Успех в этом деле не в последнюю очередь зависит от правильности генетических представлений, положенных в основу поисковых методик, а эти представления, сформировавшиеся около столетия назад, приходят во всё большее противоречие с общеизвестными фактами, особенно в части теории первичного угленакопления и циклического строения угленосных толщ.

Основная ошибка существующих представлений о природе циклического сложения осадочных, а в частности угленосных формаций состоит в том, что решаю-

щую роль в определении характера осадка (в первую очередь гранулометрического состава) приписывают локальным условиям области осадконакопления, практически всегда игнорируя процессы, происходящие в областях сноса, поставивших в неё обломочный материал [Одесский, 1972].

Проблемы цикличности седиментогенеза привлекали внимание широкого круга отечественных и зарубежных исследователей, в числе которых можно назвать Г. А. Иванова, А. В. Македонова, Р. Хадсона, Дж. Уэллера и многих других. Противоречивые и быстро меняющиеся взгляды на природу циклогенеза не позволяли сформировать сколько-нибудь консистентную теорию вопроса. В СССР созывались даже специализированные научные конференции, посвящённые этому вопросу [Основные теоретические вопросы..., 1977].

Между тем, трудно отрицать тот факт, что в водном бассейне может отлагаться только тот материал, который принесён в него водными потоками либо ветрами. Исключение составляют лишь хемогенные и биогенные осадки, образующиеся непосредственно в самом бассейне – известняки, радиоляриты, диатомиты, сапропелевые и водорослевые разновидности углей, горючие сланцы, и только эти образования могут считаться автохтонными. Поэтому гранулометрический состав осадка определяется не глубиной бассейна, а соответствующей характеристикой твёрдого стока, которая зависит от энергии водных потоков и состава размываемого субстрата. На это обстоятельство указывали несколько десятилетий назад Л. Б. Рухин, В. С. Попов, Х. Г. Ридинг [Обстановки осадконакопления..., 1990; Попов, 1970; Рухин, 1959] и др., однако к их мнению никто не прислушался. До сих пор во всех рассуждениях о природе циклического сложения осадочных формаций, по крайней мере угленосных, о роли процессов, происходящих в областях сноса терригенного материала, либо умалчивается, либо говорится вскользь, как о чём-то второстепенном, а главной темой рассуждений, как всегда, остаётся обстановка в самом седиментационном бассейне.

Попытки привлечь к объяснению цикличности Донбасской угленосной толщи климатический фактор – чередование эпох дождей и засух, предпринимавшиеся в разное время многими авторами, не имели успеха. Влияние климата на характер осадков несомненно, однако объяснить климатическими изменениями такие факты, как непосредственное налегание морских известняков на угольные пласты, тем более, если считать последние континентальными болотными образованиями, не представляется возможным. Не помогают в этом и «волновые движения земной коры», под которыми подразумеваются периодические опускания и поднятия дна седиментационного бассейна.

Ещё в 60-х годах прошлого столетия В. Д. Андриевский [Андриевский, 1968] собрал воедино целый ряд фактов, полностью отвергающих гипотезу генезиса циклов за счёт периодических поднятий морского дна. Особого внимания заслуживает отмеченное им противоречие: если известняки образовались на глубинах 60–100 м, то пришлось бы «признать одновременное погружение на ту же глубину обнажённого торфяника, превратившегося затем в выдержанный пласт угля, что вряд ли можно считать реальным». Это справедливое замечание отпадает, если принять за постулат образование пласта угля как нормального терригенного кластического осадка органического состава, на что указывают все морфологические признаки как самих угольных залежей, так и угленосных толщ в целом [Попов, 1970; Седиментологический аспект..., 2012; Трощенко, 2012, 2014].

Таким образом, приходится признать, что единственная гипотеза, адекватно объясняющая непрерывность стратиграфического разреза угленосных отложений Донецкого бассейна и практически все морфологические особенности угольных залежей и слоёв других пород угленосных формаций, состоит в признании генетической модели, согласно которой формирование угленосной формации обусловлено двуединым процессом однонаправленного погружения области осадконакопления (озера, плоского эпиконтинентального моря или его лагуны) и синхронного однонаправленного воздымания области сноса терригенного обломочного материала. Циклическое чередование осадков разного гранулометрического и вещественного состава обусловлено прерывистым характером восходящих движений блоков земной коры, составляющих области сноса. Образование угольной залежи происходит при достаточно длительной остановке воздымания области сноса, когда процессы денудации приводят к максимальной пенеппенизации этих областей, а в результате в седиментационный бассейн поступает только дисперсная органика – результат размыва торфяников, формирующихся в области сноса. Именно пенеппенизированные равнины представляют наиболее благоприятные условия для произрастания обильной растительности и формирования обширных торфяников, а отсутствие восходящих движений препятствует размыву минерального субстрата, обуславливая накопление в водном бассейне достаточно чистой органики, из которой впоследствии образуется уголь. Мощность будущего угольного пласта определяется длительностью периода тектонического покоя в области сноса и интенсивностью процессов фотосинтеза, оторфования отмершей флоры и размыва торфяников. Соотношение площадей бассейна и области питания также важно, но это другая сторона вопроса.

При возобновлении восходящих движений энергия рельефа области сноса повышается, в связи с чем денудационные процессы во всё большей мере захватывают не только торфяник, но и подстилающий минеральный субстрат, вследствие чего в составе твёрдого стока начинает преобладать неорганическая кластика, формирующая кровлю пласта угля. Повышение скорости поднятия находит отражение в увеличении крупности сносимого материала вплоть до песчаных и гравийных разностей. Разумеется, процессы вегетации, торфообразования и размыва торфяников при этом не прекращаются, но растительный детрит уже не может конкурировать по объёму с минеральной кластикой и формировать самостоятельную залежь, образуя лишь примеси рассеянного органического вещества, присутствующие во всех слоях терригенных пород угленосной формации.

Поскольку скорость накопления осадка в водном бассейне находится в прямой зависимости от интенсивности процессов размыва суши, глубина бассейна принимает максимальные значения в периоды накопления органического детрита, скорость поступления которого многократно меньше чем скорость размыва и сноса минерального субстрата. Напротив, при интенсивном размыве области сноса глубина бассейна уменьшается за счёт заполнения его осадками; при этом возможно наступление переполнения бассейна, т.е. перекомпенсации прогибания его ложа, и тогда на территории седиментационного бассейна устанавливается аллювиальный режим с отложением грубозернистых фракций.

Если происходит новая остановка процесса воздымания области сноса, интенсивность размыва снижается, гранулометрический состав осадка убывает до исчезновения неорганической составляющей, глубина бассейна вновь увеличивается, а в результате начинается формирование новой угольной залежи.

Таким образом, хотя глубина бассейна осадконакопления и связана обратной зависимостью с крупностью зернистости осадка, это отнюдь не свидетельствует о том, что глубина бассейна определяет гранулометрию осадка. Наоборот, глубина бассейна контролируется интенсивностью поступления твёрдого стока, а последняя, как и крупнозернистость осадка, зависит от энергии водных потоков. Это означает, что уголь в стратиграфической последовательности представляет собой не континентальное образование, как это принято считать, а наоборот, наиболее глубоководную часть разреза. Об этом свидетельствуют такие факты, как максимальная латеральная выдержанность мощности и строения угольных пластов и пачек по сравнению с другими терригенными слоями угленосной толщи, отсутствие в самих угольных пластах и непосредственно прилегающих слоях пород любых признаков мелководья, таких, как волновая рябь, косая слоистость, ходы илоедов и т.п., а главное, приуроченность угольных пластов не к крупнозернистой, но, как правило, к наиболее тонкодисперсной части разреза.

Вызывает удивление, как такой очевидный факт мог в течение столь долгого времени ускользнуть от внимания исследователей, занимавшихся всерьёз вопросами генезиса угольных месторождений. Вероятно, причина состоит в том, что процесс прерывистого воздымания областей сноса и накопления осадков далеко не всегда был столь простым и однозначным. В течение долгого периода однонаправленных тектонических подвижек время от времени происходили спорадические события, осложнявшие эту, сравнительно простую картину. Это могли быть, например, климатические аномалии, такие как засухи и паводки, залповые выносы того или иного материала в бассейн осадконакопления, подводные оползни, пеплопады от вулканических извержений. Для седиментационных процессов в бассейнах, связанных так или иначе с мировым океаном, которые принято именовать «параличскими», наиболее обычными из таких событий могли быть эвстатические колебания уровня океана, вызванные любыми причинами, от тектонических поднятий или опусканий океанического дна («тектоноэвстатические») до таяния или намерзания полярных шапок планеты («криоэвстатические»). Это кратковременные в геологическом масштабе и сравнительно небольшие по амплитуде отклонения общего уровня океана от среднего значения с последующим возвращением к нему.

Эвстатическое понижение уровня океана на этапе активного подъёма области сноса влечёт за собой временное возрастание крупности зёрен осадка, например, появление слойка песчаника в интервале, сложенном глинисто-алевритовыми фракциями. На этапе максимального воздымания области сноса, когда бассейн и без того переполнен осадками, энергия водных потоков возрастает, и в этих условиях вероятно возникновение эрозионных врезов среди ранее отложенных осадочных образований, что и наблюдается во многих угольных бассейнах, в том числе и в Донбассе.

Если уровень океана повышается на этапе подъёма суши, снижение энергии рельефа приводит к изменению твёрдого стока в сторону большей мелкозернистости, но в тех случаях, когда уровень вод превысил некий предел, может установиться связь отшнурованного от океана морского бассейна (лагуны) с океаном, и тогда осадок будет обогащён карбонатным веществом и морской фауной.

Если же повышение уровня океана совпадёт по времени с этапом стагнации в области сноса, вероятнее всего в начале или конце периода отложения угольного пласта, водный бассейн покроет не только область осадконакопления, но и пене-

пленизированную область сноса, в результате чего здесь вегетация наземной растительности прекратится, а вместо угля в бассейне будет отлагаться морской известняк.

Эвстатическое понижение уровня океана при остановленном поднятии области сноса приведёт к кратковременному осушению дна седиментационного бассейна, где разовьётся растительный покров и образуется почвенный слой с корнями растений. Возврат уровня океана к прежнему значению знаменует возобновление процесса угленакопления, а дальнейший подъём – к отложению известняка. Так формируются характерные для «паралических» угольных бассейнов сочетания в стратиграфической последовательности почвенных горизонтов, угольных залежей и слоёв морских известняков. В Донецком бассейне более обычно нахождение известняков в кровле угольных пластов, но в других бассейнах, например, в североамериканских, достаточно обычны известняки и в почве пласта. Подобные сочетания не могут быть объяснены случайными причинами: так, например, в пределах одного Южного Каменского разведочного участка Восточного Донбасса зафиксированы четырнадцать угольных пластов кондиционной и некондиционной мощности свит C_2^5 и C_2^6 , кровлей которых являются слои известняков; морские фации слагают кровлю угольных залежей паралических бассейнов в подавляющем большинстве случаев.

Лимнические угольные бассейны и месторождения, формирующиеся в обособленных водных бассейнах, образуются по той же схеме, однако отсутствие связи с океаном исключает влияние изостазии на условия сноса и аккумуляции терригенного материала, вследствие чего здесь не образуются морские осадки, а также не возникает условий для осушения и временного зарастания территории седиментационного бассейна. Даже беглое ознакомление с угольными бассейнами мира подтверждает эту точку зрения. Почвенные горизонты с корешками растений встречаются только в тех бассейнах, где в составе угленосной толщи присутствуют слои морских известняков (пример – Донбасс, Иллинойский бассейн), там же, где известняков нет, отсутствуют и почвы с корешками (Кузбасс, Куангниньский бассейн Вьетнама).

Таким образом, можно считать установленным, что угольные залежи образуются аллохтонно в водных бассейнах как обычная водно-осадочная порода, и что циклическое сложение угленосных толщ формируется не в результате волновых движений земной коры, а в процессе накопления осадка в однонаправлено погружающемся водном бассейне за счёт размыва однонаправлено воздымающихся в пульсирующем режиме блоков земной коры, составляющих области сноса. Угольные залежи не могут рассматриваться как болотные горизонты, а те торфяные болота, которые служили поставщиками органического материала для построения угольных залежей, находились не на территории бассейна, а на воздымавшихся блоках земной коры; в течение всего процесса накопления угленосной толщи они подвергались размыву, и в конечном итоге были полностью уничтожены денудацией. Происхождение ископаемых гумусовых углей из торфа не отрицается, однако классическая схема торфоугленакопления должна быть дополнена процессом денудационного размыва торфяных залежей и переотложения продуктов размыва в водном седиментационном бассейне.

Формирование угольных залежей и угленосных толщ – длительный процесс, и все спорадические отклонения от общей схемы ступенчатого воздымания областей

сноса отражаются так или иначе на составе отложенных последовательно слоёв, скрывая главную тенденцию процесса от внимания исследователей. Поэтому при разработке генетических схем необходимо анализировать в первую очередь наиболее общие особенности и закономерности, оставляя на время в стороне особые случаи, как правило, крайне редкие и привлекающие внимание именно по этой причине. Например, к таким особым случаям могут быть отнесены чрезвычайно редкие находки древесных пней в угольных залежах. Их расшифровка представляет интересную задачу, но эта задача имеет уже индивидуальное значение и не определяет ответ на главный вопрос.

Из всего вышеизложенного следует один важнейший вывод: все те положения седиментологии и геотектоники, в основе которых лежит теория волновых движений земной коры, должны быть безусловно пересмотрены с учётом установленных особенностей формирования угольных залежей и угленосных формаций; что касается осадочных формаций иного генезиса – сланценосных, флишевых, молассовых, эвапоритовых и т.п., которым также может быть свойственно циклическое сложение, при ретроспективном анализе причин циклообразования следует проверить, нет ли и здесь перекоса в сторону переоценки значимости локальных факторов бассейна осадконакопления, чем так устойчиво грешат рассуждения литологов.

Принятие вышеизложенной концепции в качестве рабочей гипотезы делает более понятным механизм формирования циклического сложения осадочных, в первую очередь угленосных, толщ. Прерывистый характер воздымания блоков ЗК, являющихся областями сноса, уже не требует поиска некоего скрытого источника колебаний: это вполне обычный, известный в сейсмологии и вулканологии механизм постепенного накопления деформирующих напряжений с их периодической разрядкой по мере достижения критических значений.

Литература

1. Андриевский В. Д. Закономерности условий образования угленосных толщ в земной коре // Месторождения горючих полезных ископаемых. Итоги науки. Гл. ред. Е. Е. Захаров. – М.: Наука, 1968. – С. 5–70.
2. Кузнецов Ю. Н., Петров А. Е., Стадник Д. А., Стадник Н. М. Основные этапы и направления развития информационного обеспечения САПР отработки запасов угольных месторождений // Уголь. – 2014. – №12. – С. 82–85.
3. Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х т. Т.1: Пер. с англ./Под ред. Х. Г. Ридинга. – М.: Мир, 1990. – 352 с.
4. Одесский И. А. Волновые движения земной коры. – Л.: Недра, 1972. – 208 с.
5. Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза (мат. Всес. конф. «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых», 15–17 апр. 1975 г., Новосибирск). – М.: Наука, 1977. – 263 с.
6. Попов В. С. Геотектонический режим образования угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис (тез. докл. IV Всесоюз. угольного совещания). – М.: 1970. – С. 19–30.
7. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 557 с.
8. Седиментологический аспект углеобразования/В. В. Трощенко; [гл. ред. чл.-корр. РАН Д. Г. Матишов]. – Ростов-н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2012. – 112 с.
9. Трощенко В. В. Модель накопления первичного материала ископаемых

углей и угленосных формаций/Разведка и охрана недр. – 2012. – №3. – С. 30–33.

10. Трощенко В. В. Генетические аспекты морфологии торфяных и угольных залежей // Вестник ЮНЦ. – 2014. – Т. 10, №3. – С. 61–68.

11. Угольная база России. Т. VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. – М: Геоинформмарк, 2004. – 786 с.

12. Weller J.M. Cyclical sedimentation in the Pennsylvanian and its significance. – Journ. Geol., 1930, v. 38, p. 97–135.

CYCLICITY OF COAL ACCUMULATION: ITS BEARING ON THE GEOTECTONICS

© 2017 V. V. Troschenko, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

IAZ SSC RAS, Rostov on Don, Russia, 344006, Chekhov avenue, 31,
e-mail: vtrosh@ssc-ras.ru

The facts are adduced testifying to the allochthonous mode of fossil coals accumulation and to formation of cyclicity of coal-bearing series as a result of an unidirectional interrupted lifting of the washout areas at the time of deposition of coal-bearing series. A correction of some theses of sedimentology and geotectonics is required.

Key words: allochthonous coal accumulation, coal-bearing series, cyclic build, washout areas, interrupted lifting.

УДК 550.34

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМОГЕННОГО РАЗЖИЖЕНИЯ ГРУНТОВ (НА ПРИМЕРЕ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНО- ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В п. КУДЕПСТА АДЛЕРОВСКОГО РАЙОНА г. СОЧИ)

© 2017 Ю. К. Чернов, д.ф.-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: chenta-26@mail.ru

Разжижение водонасыщенных грунтов под воздействием сильных землетрясений представляет большую опасность для расположенных на них объектов. Поэтому оценка возможности возникновения данных процессов представляется необходимой составной частью общей оценки сейсмической опасности территории. На примере анализа сейсмогрунтовых условий пос. Кудепста описывается опыт предварительных (на качественном уровне) оценок возможности сейсмогенного разжижения различных типов грунтов оснований и даются рекомендации по дальнейшему (количественному) определению вероятности возникновения этого природного явления на данной территории.

Ключевые слова: поселок Кудепста, сильные землетрясения, сейсмическая опасность, водонасыщенные грунты, сейсмогенное разжижение

Введение

При разжижении (liquefaction) водонасыщенных песчано-глинистых грунтов, вызванном сильными землетрясениями, происходит почти полная потеря их несущей способности, что представляет большую угрозу для расположенных на них зданий и сооружений.

Рекогносцировочные оценки, выполненные для некоторых районов г. Сочи [Чернов Ю., Чернов А., 2007] показали, что повторяемость землетрясений, способных вызвать разжижение определенных типов грунтов, составляет здесь ~ 1 раз в 200–300 лет, что в 2 раза чаще, чем повторяемость сейсмических воздействий, на которые должны рассчитываться обычные здания массовой застройки и в 3–5 раз чаще воздействий, на которые рассчитываются ответственные объекты [Свод правил..., 2011, 2014; СНиП II 7–81*, 2002].

Поселок Кудепста также находится в зоне высокой сейсмичности. Поэтому оценка представленных на данной территории слабых водонасыщенных грунтов с точки зрения опасности их сейсмогенного разжижения весьма актуальна.

Согласно выводам работы [Чернов Ю., Чернов А., 2007; Чернов, 2015] сейсмогенное разжижение грунтов вызывается совместным действием двух факторов: а) инженерно-геологическими и физико-механическими свойствами самих грунтовых массивов (и условиями их залегания), обуславливающими «склонность» или пониженную сопротивляемость этих грунтов разжижению при интенсивных сейсмических воздействиях и б) наличием в данном месте таких сейсмических воздействий, которые способны инициировать процессы разжижения в грунтах данного

типа с заданным потенциалом разжижения. Вклад или удельный вес каждого из этих двух факторов в каждом конкретном месте может быть различным и определяется региональными и локальными сейсмогеологическими условиями конкретной площадки. Так, например, даже очень слабые грунты с весьма низкой степенью сопротивления разжижению, но находящиеся в спокойном в сейсмическом отношении месте могут не иметь большой вероятности разжижения в проектный промежуток времени. И, наоборот, грунты с относительно высокими прочностными характеристиками, которые в меньшей степени «склонны» к разжижению, но находятся в местах с высокой сейсмической активностью, могут иметь достаточно высокую вероятность разжижения [Чернов Ю., Чернов А., 2007; Чернов, 2015].

Таким образом, для надежного прогнозирования опасности сейсмогенного разжижения грунтов в пределах рассматриваемого участка необходимо выполнить:

- определение физико-механических и иных параметров грунтового массива и оценку на этой основе степени устойчивости данных грунтов к разжижению в условиях сейсмических воздействий.

- определение параметров сейсмических воздействий, которые можно ожидать в данном месте в заданный промежуток времени.

Исходные данные и методика исследований

В отечественной и мировой практике изучения потенциальных сейсмических опасностей (к которым относится и сейсмогенное разжижение грунтов) действует общий принцип, требующий, чтобы такие исследования выполнялись в два этапа: 1 – предварительное исследование (на качественном уровне) и 2 – количественная оценка.

Предварительное исследование должно включать в себя обзор соответствующих топографических, геологических и геотехнических данных, сведений об уровнях грунтовых вод, данные о сильных землетрясениях и исторические данные о процессах разжижения, наблюдавшихся ранее в данном месте, а также другую опубликованную и неопубликованную информацию, имеющую отношение к данной теме. Цель предварительных исследований – определить для исследуемого участка, не имеет ли он совсем никакого потенциала или имеет достаточно низкий потенциал сейсмогенного разжижения.

Если предварительное исследование ясно демонстрирует отсутствие опасностей разжижения, то дальнейшее изучение возможности разжижения в данном месте обычно не проводится. В противном случае необходимо сделать количественную оценку опасности сейсмогенного разжижения грунтов.

Наличие или отсутствие на изучаемой площадке потенциальной опасности сейсмогенного разжижения и, соответственно, необходимости дальнейшей количественной оценки этой опасности, могут быть определены в соответствии с «Рекомендованными процедурами для анализа и уменьшения опасности разжижения», разработанными Южно-Калифорнийским Центром Землетрясений [Martin, Lew, 1999].

Используются следующие критерии определения условий, при которых сейсмогенное разжижение не происходит:

- если оценка максимально-высокого (как в прошлом, так и в настоящем и в будущем) уровня грунтовых вод глубже 15 метров от дневной поверхности, то количественные оценки разжижения не требуются.

– если коренные скальные и полускальные или подобный им цементированный материал составляют инженерно-геологическую основу участка, то эти породы можно считать не разжижаемыми и нет необходимости проводить их анализ на потенциал разжижения.

– если стандартный пенетрационный тест (SPT), дает скорректированное число ударов (N_{160}), большее или равное 30 и число тестов при этом достаточное, то количественные оценки разжижения не требуются. Если тест пенетрации конусом (cone penetration test или CPT) производится в песчаном грунте, то скорректированное сопротивление головки конуса, $q_c N_{160}$, для не разжижаемых грунтов должно быть при всех пробоотборах больше или равным 160.

– если в разрезе исследуемого участка появляются глинистые грунты, то эти грунты обычно рассматриваются как не разжижаемые. При предварительном анализе можно принять что глинистые грунты – это грунты с содержанием глины (размер частиц $<0,005$ мм) более 15%. Однако глинистый грунт, отвечающий так называемым «китайским критериям» [Seed, Idriss, 1982; Wang, 1979] может быть способен к значительной потере прочности в результате разжижения в случае, если он обладает следующими свойствами:

- процент частиц глины размером $<0,005$ мм в общем объеме грунта менее 15%;
- предел текучести (или влажность на границе текучести – W_L) менее 35%;
- содержание воды больше, чем $0,9 \cdot S_r$ (коэффициент водонасыщения).

В условиях интенсивных сейсмических воздействий наиболее опасными являются водонасыщенные мелкие пески современных отложений (не обладающих цементацией), с маленькими коэффициентами фильтрации и залегающие в толщах большой мощности [Маслов, 1982; Seed, 1979]. С уменьшением размера песчаных частиц и увеличением процента глинистой фракции появляется сцепление, затрудняющее развитие разжижения [Robertson, Campenella, 1985a, b; Seed et al., 1983; Tokimatsu, Seed, 1987].

По определениям из (Martin., Lew, 1999) изучаемый участок может быть отнесен к зоне возможного разжижения по следующим одному или более признакам:

– участок относится к области, где сейсмогенное разжижение уже происходило в историческом прошлом.

– на участке развиты неуплотненные или плохо уплотненные отложения, насыщенные водой, почти насыщенные или предположительно могущие стать насыщенными водой в проектный период времени.

– достаточные геотехнические данные и исследования указывают, что грунт потенциально восприимчив к разжижению.

Для участков, где геотехнических данных нет или недостаточно, потенциально опасные зоны выделяются с использованием следующих одного или более критериев:

а) грунты представлены отложениями позднего голоцена (возраст менее 1000 лет, современные русла рек и их исторические поймы, болота, и устья), где уровень грунтовых вод менее 15 метров от дневной поверхности, а ожидаемые пиковые ускорения грунта при землетрясениях (PGA) с вероятностью 0,10 не превысят 0,1 g в течение 50 лет.

б) грунты представлены отложениями голоцена (возраст менее 11000 лет), где уровень грунтовых вод менее чем 10 метров от дневной поверхности и ожидаемые пиковые ускорения грунта при землетрясениях (PGA) с вероятностью 0,10 не превысят 0,2 g в течение 50 лет.

в) грунты представлены отложениями позднего плейстоцена (возраст 11000–15000 лет до н.э.), где уровень грунтовых вод менее 6–7 метров от дневной поверхности, а ожидаемые пиковые ускорения грунта при землетрясениях (PGA) с вероятностью 0,10 не превысят 0,3 g в течение 50 лет.

Использованы также критерии выделения восприимчивых или «склонных» к разжижению грунтов, предложенные в [Tinsley et al., 1985].

Так как метод SPT (или CPT) в условиях грунтов изучаемой территории пока не реализован для оценки возможного разжижения грунтов, в качестве альтернативного применен также метод поперечных сейсмических волн [Youd, Idriss, 1997]. Критерием разжижения (или не разжижения) в данном случае выступает, соответственно, превышение (или не превышение) скоростями поперечных сейсмических волн пороговых или критических значений, которые, в данном случае, приняты $V_S = 250$ м/с.

Традиционно для оценки разжижения мощность изучаемой грунтовой толщи выбирается до глубин порядка 15 м. В то же время, иногда такая глубина может оказаться недостаточной. Так, например, выполненные на северо-восточном шельфе Сахалина, а также в акватории Татарского пролива расчетные оценки показали возможность разжижения до глубин ~ 25–40 м [Ранкс, 1990, 1993; Чернов Ю., Чернов А., 2007]. В районе г. Сочи мощность потенциально разжижаемой толщи также оценивается 25–30 м [Чернов Ю., Чернов А., 2007]. С учетом этого в настоящих исследованиях анализируются грунты до глубины 35 м.

В качестве исходных материалов в настоящем исследовании использованы данные об инженерно-сейсмогеологических характеристиках и физико-механических свойствах грунтов изучаемого участка, полученные в процессе строительных изысканий, выполненных ООО «Изыскатель» (г. Ставрополь) в 2008–2009 году.

Согласно результатам этих работ в верхней 30-метровой части разреза выделены следующие типы грунтов:

1) Техногенный грунт, tQ_{IV} и почва суглинистая, $pedQ_{IV}$ – ИГЭ-1 и ИГЭ-2, соответственно.

2) Глина легкая пылеватая, полутвердая (делювиально-оползневые накопления), $d-dpQ_{IV}$ – ИГЭ-3.

3) Суглинок тяжелый, полутвердый (древние оползневые накопления, dpQ_{III-IV} – ИГЭ-4.

4) Суглинок тяжелый пылеватый, твердый (древние оползневые накопления, dpQ_{III-IV} – ИГЭ-5.

УПВ с учетом возможного его подъема принят равным 0,0 м.

В процессе настоящих исследований измерение скоростей поперечных сейсмических волн (V_S) не производилось. Поэтому для их определения использованы имеющиеся данные измерений скоростей продольных волн (V_P), а также собранные нами данные о V_P и соотношениях V_P/V_S для глинистых пород четвертичного возраста высокой и средней степени водонасыщения в Ставропольском крае и других регионах (см. табл. 1).

Непосредственно на исследуемом участке в районе поселка Кудепста сейсмо-разведочным методом МПВ произведены оценки скоростей продольных волн. По результатам этих исследований (т.е. по прямым измерениям «in situ») получены следующие значения скоростей продольных волн:

для ИГЭ-1 и ИГЭ-2 – $V_P = 650$ м/с;

Таблица 1.

Значения скоростей продольных волн (V_P) и отношений скоростей продольных и поперечных волн (V_P/V_S), измеренные в глинах и песчано-глинистых отложениях верхнечетвертичного возраста. УПВ < 3 м от дневной поверхности

№№	V_P м/с	V_P/V_S	Источник
1	985	3,81	Технический отчет..., 2008а
	1024	3,00	
2	909	3,92	Технический отчет..., 2008б
	1498	3,59	
3	1037	4,43	Технический отчет..., 2008в
	1560	4,04	
4	983	2,83	Технический отчет..., 2007а
5	924	2,62	Технический отчет..., 2007б
6	950	2,60	Технический отчет..., 2007в
7	1180	2,92	Технический отчет..., 2007г
	1240	2,96	
8	956	2,87	Отчет о работе..., 2004
	862	2,99	
	973	3,22	
	734	3,05	
8	1153	2,77	Отчет о работе..., 2003а
	709	3,22	
	1300	3,50	
	697	3,04	
10	702	3,36	Отчет о работе..., 2003б
	707	3,29	
11	1260	2,44	Отчет о работе..., 2003в
	868	2,55	
12	1450	3,22	Технический отчет..., 2002
13	800	2,50	Кригер и др., 1994
	1200	3,00	
	2000	4,11	
	2200	4,18	
14	1100 (700–1500)	3,88 (2,85–5,90)	Штейнберг и др., 1993
15	1100	3,67	Чернов, Соколов, 1991
16	1290	3,50	Справочник по инженерной..., 1974
17	1126 (320)	3,33 (0,54)	Среднее значение (стандартное отклонение)

для ИГЭ-3 – $V_P = 1150$ м/с;

для ИГЭ-4 – $V_P = 1800$ м/с;

для ИГЭ-5 – $V_P = 2350$ м/с.

По этим данным с учетом приведенного в табл. 1 соотношения $V_P/V_S = 3,33$ рассчитаны значения скоростей поперечных волн (V_S), приведенные в табл. 2 в скобках.

Для ИГЭ-3, ИГЭ-4 и ИГЭ-5 эти значения являются заведомо завышенными т.к. в этих оползневых грунтах в значительных объемах содержатся фрагменты скальных пород, имеющих значительно более высокие скорости поперечных волн, чем глины и суглинки. Приняв, что в среднем скорости поперечных волн в песчаниках

~ в 2,6 раза выше, чем в четвертичных глинах [Штейнберг и др., 1993], а количество скальных фрагментов составляет ~ 25% от общего объема грунтовой толщи, получившим понижающий коэффициент для полученных «in situ» значений V_S , равный 1,40. Скорректированные таким образом значения V_S приведены в табл. 2 без скобок и используются в дальнейшем анализе.

Так как ни один из существующих методов анализа [Аналитический обзор..., 2007] не дает абсолютных по точности и надежности оценок возможности разжижения рассматриваемых грунтов (особенно на предварительной стадии, качественного анализа), для повышения достоверности получаемых результатов применено комплексирование нескольких методов, дополняющих и корректирующих друг друга.

Результаты и обсуждение

В табл. 2 сведены результаты определения возможности разжижения (на качественном уровне) для вышеуказанных типов грунтов с использованием различных критериев и методов.

Оценка возможности разжижения дается в следующих четырех градациях:

- «да» (определенно возможно);
- «нет» (определенно невозможно);
- «да – нет» (скорее возможно, чем невозможно);
- «нет – да» (скорее невозможно, чем возможно).

Специальные оценки пиковых ускорений грунта настоящими исследованиями не предусмотрены. Поэтому для оценок PGA , приведенных в табл. 2 использованы значения вероятной макросейсмической интенсивности (балльности MSK) сотрясений (I), рекомендуемые действующими СНиП [Свод правил..., 2011, 20014; СНиП II 7–81*, 2002].

Так как в настоящем исследовании производится наименее точная (предварительная) оценка, на данном этапе расчетная сейсмичность изучаемого участка принята соответствующей объектам массовой застройки, т.е. для среднего периода повторяемости $t = 500$ лет (или для вероятности превышения за проектный период 50 лет $P_{50} = 0,10$) – $I = 8$ баллов MSK для средних грунтовых условий [Свод правил..., 2011, 2014; СНиП 22–301–2000..., 2001]. Пересчет этого значения балльности в PGA по соотношению, рекомендованному Картой ОСП-97, дает $PGA \approx 280$ см/с/с, пересчет по соотношениям из [Разработка расчетных..., 2003; Аптикаев, 2001; Atkinson, Sonley, 2000; Wald et al., 1999] – дает $PGA \approx 280$ см/с/с, 282 см/с/с, 350 см/с/с и 436 см/с/с, соответственно. Так как «реальные» грунты, представленные в верхней 10-метровой толще разреза за счет высокого прогнозного УПВ ($\approx 0,0$ м) по сейсмическим свойствам несколько хуже, чем «средние» грунты (для которых получены вышеприведенные оценки I и PGA), то к ним применен повышающий коэффициент $K \approx 1,15$. Результирующие оценки (интервал значений и среднее), которые используются в дальнейшем анализе приведены в табл. 2.

Как видно из приведенных в табл. 2 частных определений по отдельным критериям полученные результаты, хотя во многих случаях и указывают на относительно благоприятный прогноз с точки зрения возможности разжижения грунта при сильном землетрясении, тем не менее, не обладают полной однозначностью. Однозначно можно только сделать вывод о восприимчивости к разжижению верхней 2–3-метровой грунтовой толщи (ИГЭ-1, ИГЭ-2) при условии поднятия УПВ до дневной поверхности, (что уже наблюдалось в прошлом).

Таблица 2.

Характеристики и результаты тестирования грунтов на возможность сейсмогенного разжижения различными методами

Грунт	«Китайские критерии»			Оценка разжижения		Возраст отложений		Скорость V_s , м/с		PGA , см/с/с	
	Характеристика грунта		Значение параметра	Индивидуальная	Общая	Характеристика грунта	Оценка воз-мож. разжижения	Характеристика грунта	Оценка воз-мож. разжижения	Характеристика грунта	Оценка воз-мож. разжижения
	Параметр	Частиц <0,005 мм									
ИГЭ-1 ИГЭ-2	Частиц <0,005 мм	3,7 (2,84–4,44)	да	да – нет	Q _{IV}	да	195 (195)	да	390 (300–500)	да	
	W _L , %	41,9 (35,3–49,7)	нет								
	Sr, д. ед.	0,76 (0,69–0,79)	да								
ИГЭ-3	Частиц <0,005 мм	36,4 (15,5–47,5)	нет	нет – да	Q _{IV}	да	246 (383)	да	390 (300–500)	да	
	W _L , %	39,6 (29,5–50,6)	нет – да								
	Sr, д. ед.	0,93 (0,82–1,00)	да								
ИГЭ-4	Частиц <0,005 мм	29,54 (8,5–44,0)	нет – да	да – нет	Q _{III-IV}	нет – да	386 (541)	нет	390 (300–500)	нет – да	
	W _L , %	35,3 (27,1–42,3)	да – нет								
	Sr, д. ед.	0,85 (0,74–0,94)	да								
ИГЭ-5	Частиц <0,005 мм	38,8 (18,8–53,3)	нет	да – нет	Q _{III-IV}	нет	504 (706)	нет	390 (300–500)	нет	
	W _L , %	34,5 (31,6–39,7)	да								
	Sr, д. ед.	0,89 (0,73–0,99)	да								

Для второго от поверхности слоя (ИГЭ-3) *формально* три из четырех оценок указывают на восприимчивость к сейсмогенному разжижению грунтов данного типа. Но тут нужно учитывать разную степень информативности каждого из методов. Наиболее информативным для данного случая является метод «китайских критериев». Согласно этому методу грунт может считаться восприимчивым к разжижению при положительном ответе (т.е. «да» по нашей терминологии) по всем трем используемым критериям. Поэтому метод «китайских критериев» *формально* дает отрицательный ответ о возможности разжижения. Однако при детальном рассмотрении, видно, что параметр для второго «китайского критерия» W_L только по нормативным (т.е. средним) значениям немного превышает критический уровень 35%. При этом примерно в 30–40% случаев W_L может быть и меньше 35%, что свидетельствует в пользу разжижения в этих случаях. Единственным из трех «китайских критериев», *формально* полностью удовлетворяющим условиям невосприимчивости к разжижению является первый критерий – процентное содержание глинистых частиц. Но и здесь нижняя граница содержания таких частиц в отдельных образцах практически совпадает с критическим значением приняты равным 15%. Если же учесть, что сами определения процентного содержания обладают определенной погрешностью, то некоторое количество образцов могло в действительности иметь этот показатель и меньше 15%. Кроме того, в литературе [Аналитический обзор..., 2007] имеются примеры, когда содержание глинистых частиц в потенциально разжижаемых песчано-глинистых породах повышалось до 20%. Учитывая изложенное данному типу грунта по методу «китайских критериев» присвоена категория разжижаемости не «определенно невозможно» (как следует из формального анализа), а «скорее невозможно, чем возможно».

Сходная логика применена и в отношении двух нижележащих слоев – ИГЭ-4 и ИГЭ-5 и в отношении трех других методов оценки восприимчивости к разжижению.

Результирующая оценка может быть представлена как средневзвешенное значение по всем четырем методам. Для этого оценкам «да» и «нет» приписаны значения 1,00 и 0,00, соответственно. Оценкам «да – нет» и «нет – да» – соответственно 0,75 и 0,25. Так как метод «китайских критериев» в данном случае является основным, а три других вспомогательными, принято, что его вес в два раза превышает суммарный вес всех трех вспомогательных методов, т.е. оценке по «китайским критериям» придан вес равный 6, а оценкам по каждому из трех остальных методов – вес равный 1.

При такой системе весов получены следующие оценки возможности разжижения:

- для грунта ИГЭ-1, ИГЭ-2–1,00 (или «да» по нашей терминологии);
- для грунтов ИГЭ-3–0,50 (или оценка, расположенная между «нет – да» и «да – нет» по нашей терминологии);
- для грунтов ИГЭ-4–0,22 (или оценка, расположенная между «нет – да» и «нет» по нашей терминологии);
- для грунтов ИГЭ-5–0,17 (или оценка, расположенная между «нет – да» и «нет» по нашей терминологии).

Вышеописанные результаты, полученные на данной предварительной стадии изучения (в условиях ограниченности имеющейся информации и с использованием упрощенных процедур анализа) можно интерпретировать следующим образом:

1) грунты ИГЭ-1, ИГЭ-2 определенно восприимчивы к разжижению, т.е. сейсмогенное разжижение этих грунтов возможно. Поэтому для этих грунтов нужно сделать дальнейшие количественные оценки (см. выше).

2) грунты ИГЭ-4, ИГЭ-5 определенно не восприимчивы к разжижению, т.е. сейсмогенное разжижение этих грунтов невозможно. Поэтому для этих грунтов не нужен дальнейший количественный анализ.

3) грунты ИГЭ-3 в одинаковой степени могут оказаться как восприимчивыми, так и не восприимчивы к разжижению. Для этих грунтов, учитывая тяжесть возможных последствий недооценки опасности сейсмогенного разжижения (когда ошибка типа «пропуска цели» намного опаснее ошибки типа «ложная тревога»), так же, как и в случае грунтов ИГЭ-1, ИГЭ-2 для окончательного решения необходимо выполнить дальнейший количественный анализ.

Заключение

Выполненный предварительный анализ потенциальной восприимчивости грунтов изучаемого участка к сейсмогенному разжижению показал следующее:

1. Однозначно к потенциально разжижаемым и не разжижаемым грунтам в условиях изучаемой площадки могут быть отнесены грунты ИГЭ-1, ИГЭ-2 и ИГЭ-4, ИГЭ-5, соответственно.

2. В отношении грунтов ИГЭ-3 пока нет достаточных данных для однозначного вывода о степени их восприимчивости к сейсмогенному разжижению.

3. Учитывая важность грунтов ИГЭ-3, обычно служащих основанием и вмещающих подземные части проектируемых здесь зданий (до глубины ~ 6 м от дневной поверхности) рекомендуется для данного участка провести дополнительные исследования в целях получения более точных количественных оценок следующих показателей:

- потенциала сейсмогенного разжижения (т.е. уровня циклических нагрузок, вызывающих разжижение) грунтов верхней части разреза;
- вероятных сейсмических воздействий, определяющих эти циклические нагрузки в условиях изучаемой площадки;
- мощности потенциально разжижаемой толщи.

4. При проведении дальнейших количественных исследований предусмотреть:

- специальные оценки прочностных свойств исследуемых грунтов полевыми или лабораторными методами (SPT или СРТ, трехосные циклические испытания и др.);
- расчеты вероятных пиковых ускорений, длительностей основной фазы и спектров колебаний грунта на дневной поверхности и глубине;
- количественные детерминистские и вероятностные оценки возможности сейсмогенного разжижения грунтов на разных глубинах.

Литература

1. Аналитический обзор и выбор методов прогнозирования сейсмогенного разжижения грунтов в зоне железнодорожного перехода через пролив Невельского (стадия обоснования инвестиций) // Отчет об инженерно-сейсмологических изысканиях. ОАО «СТАВРОПОЛЬТИСИЗ». – Ставрополь. – 2007. – 200 с.

2. Аптикаев Ф. Ф. Сильные движения грунта при землетрясениях (сейсмические воздействия) // Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора наук. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – 47 с.

3. Кригер Н. И., Кожевников А. Д., Миндель И. Г. Сейсмические свойства дисперсных пород (сейсмолитологический подход). – М.: «ИНЖЭКО», 1994. – 195 с.
4. Маслов Н. Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов. – М.: Высшая школа, 1982. – 345 с.
5. Отчет о работе: «Уточнение сейсмичности площадки строительства многоэтажного жилого дома со встроенно-пристроенными офисными помещениями и гаражами-автостоянками по ул. Мира, 233/11, ул. Маяковского в 117 квартале г. Ставрополя». Фонды «СКИГЦ». – Ставрополь. – 2003а. – 116 с.
6. Отчет о работе: «Уточнение сейсмичности площадки строительства по ул. Горького, д. 34 в г. Ставрополе». Фонды «СКИГЦ». – Ставрополь. – 2003б. – 98 с.
7. Отчет о работе: «Задание расчетных сейсмических воздействий (спектров и акселерограмм колебаний грунта) на площадке строительства 23-этажного жилого дома по ул. Тухачевского, 12/1 в 525 квартале г. Ставрополя». Фонды «СКИГЦ». – Ставрополь. – 2003 в. – 126 с.
8. Отчет о работе: «Задание расчетных сейсмических воздействий (акселерограмм, спектров и макросейсмических интенсивностей колебаний грунта) на площадке строительства 20-этажного жилого дома башенного типа в комплексе жилой застройки по ул. Морозова, 27–33 в г. Ставрополе». Фонды «СКИГЦ». – Ставрополь. – 2004. – 147 с.
9. Отчет о работе: «Уточнение расчетных сейсмических воздействий (макросейсмических балльности, пиковых амплитуд, спектров и акселерограмм ускорений колебаний грунта) на площадке строительства многоэтажного жилого дома со встроенно-пристроенными офисными помещениями и гаражами стоянками по ул. Мира, 323а в г. Ставрополе». Фонды «СКИГЦ». – Ставрополь. – 2005. – 155 с.
10. Разработка расчетных моделей сейсмических воздействий для строительного проектирования с учетом неопределенности и неполноты сейсмологических данных о спектральных и временных параметрах сейсмических движений грунта. Отчет о работе. Руководитель и отв. исполнитель Ю. К. Чернов. Фонды СКИГЦ Госстроя РФ. – Ставрополь, 2003. – 141 с.
11. Ранкс К. А. Оценка возможности разжижения песчаных грунтов шельфа при сейсмических воздействиях по данным статического зондирования // В кн.: Сейсмическое районирование шельфа. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – С. 138–148.
12. Ранкс К. А. Исследования динамической устойчивости грунтов шельфовой зоны о. Сахалин (для сейсмического районирования) (по теме №118). ФГУ «СахТФГИ». – 1993.
13. Свод правил СП 14.13330.2011. Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция. СНиП II-7-81*. – М.: Министерство регионального развития Российской Федерации, 2011. – 75 с.
14. Свод правил СП 14.13330.2014. Строительство в сейсмических районах. СНиП II 7–81*. – М.: Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации., 2014. – 126 с.
15. СНиП II 7–81* Строительные нормы и правила. Часть II. Глава 7. Строительство в сейсмических районах. – М.: Госстрой России, 2002. – 45 с.
16. СНКК 22–301–2000 (ТСН 22–302–2000 Краснодарского края). Строительство в сейсмических районах Краснодарского края. – Краснодар. – 2001. – 34 с.
17. Справочник по инженерной геологии. – М.: Недра, 1974. – 407 с.

18. Технический отчет по инженерно-строительным изысканиям на объекте: «Уточнение сейсмичности площадки строительства по ул. Ленина, 464а в 527 квартале г. Ставрополя». Фонды ОАО «СтавропольГИСИЗ». – Ставрополь. – 2002. – 99 с.

19. Технический отчет об инженерно-сейсмологических изысканиях: «Уточнение сейсмичности площадки строительства многоэтажного жилого дома по ул. Федеральной, 16 в г. Ставрополе». Фонды «НП ИГЦ». – Ставрополь. – 2007а. – 92 с.

20. Технический отчет об инженерно-сейсмологических изысканиях: «Уточнение сейсмичности площадки строительства многоэтажного жилого дома по ул. Федеральной, 16а в г. Ставрополе». Фонды «НП ИГЦ». – Ставрополь. – 2007б. – 92 с.

21. Технический отчет об инженерно-сейсмологических изысканиях: «Задание расчетных сейсмических воздействий (акселерограмм, спектров и пиковых ускорений колебаний грунта) на площадке строительства многоэтажного жилого дома со встроенно-пристроенными помещениями общественного назначения и автостоянками боксового типа на пересечении улиц Кузнечная и Пастухова в г. Пятигорске». Фонды «НП ИГЦ». – Ставрополь. – 2007 в. – 102 с.

22. Технический отчет по инженерно-сейсмологическим изысканиям: «Задание расчетных сейсмических воздействий (акселерограмм, спектров и пиковых ускорений колебаний грунта) на площадке строительства многоэтажного жилого дома со встроенно-пристроенными помещениями и подземным паркингом по ул. Пирогова, 78 в г. Ставрополе». Фонды «НП ИГЦ». – Ставрополь. – 2007 г. – 94 с.

23. Технический отчет об изыскательских работах на объекте «Жилой дом со встроенно-пристроенным торговым комплексом по ул. 50 лет ВЛКСМ, 40а в 524 квартале г. Ставрополя. Книга 2. Фонды ОАО «СтавропольГИСИЗ». – Ставрополь. – 2008а. – 104 с.

24. Технический отчет об инженерно-сейсмологических изысканиях на объекте: «Многоэтажный жилой дом со встроенными помещениями и подземной автостоянкой по ул. Доваторцев, 84/4 в квартале 530 г. Ставрополя». Книга 2. Фонды ОАО «СтавропольГИСИЗ». – Ставрополь. – 2008б. – 102 с.

25. Технический отчет об инженерно-сейсмологических изысканиях на объекте: «Многоэтажный жилой дом со встроенными помещениями и подземной автостоянкой по ул. Доваторцев, 90/5 в квартале 530 г. Ставрополя». Книга 2. Фонды ОАО «СтавропольГИСИЗ». – Ставрополь. – 2008 в. – 102 с.

26. Чернов Ю. К., Соколов В. Ю. Количественные оценки возможных сейсмических воздействий на северо-востоке о. Сахалин. – Южно-Сахалинск: Препринт ИМГиГ ДВО РАН, 1991. – 54 с.

27. Чернов Ю. К., Чернов А. Ю. Сейсмогенное разжижение грунтов (предварительные оценки для некоторых участков территорий Дальнего Востока и Юга России // Инженерная геология. Декабрь 2007 г. – М. – 2007. – С. 34–44.

28. Чернов А. Ю. Геоэкологическая оценка сейсмической опасности и риска на примере застраиваемых территорий центрального Предкавказья. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. – Ставрополь. – 2015.

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

30. Atkinson G. M., Sonley E. (2000). Empirical Relationships between Modified Mercalli Intensity, and Response Spectra. BSSA, 90, 2, April 2000. – Pp. 533–544.

31. Martin G.R., Lew M. (1999). Recommended procedures for implementation of DMG Special publication 117 guidelines for analyzing and mitigating liquefaction in California, SCEC, March 1999.

32. Robertson P.K., Campanella R.G. (1985a). Liquefaction Potential of Sands Using the Cone Penetration Test // *Journal of the Geotechnical Division, ASCE*. – Vol. 111, No. 3. – Pp. 298–307.

33. Robertson P.K., Campanella R.G. (1985b). Liquefaction potential of sands using the CPT // *Journal of Geotechnical Engineering*. – Vol. 133, No 3. – Pp. 446–457.

34. Seed H.B. (1979). Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes // *Journal of the Geotechnical Engineering Division*. – Vol. 92, No GT2. – Pp. 201–255.

35. Seed H.B., Idriss I.M. (1982). *Ground Motions and Soil Liquefaction During Earthquakes*, Earthquake Engineering Research Institute Monograph. USA, Oakland, C. A.: Earthquake Engineering Research Institute, 320 p.

36. Seed H.B., Idriss I.M., Arango I. (1983). Evaluation of liquefaction potential using field performance data // *Journal of Geotechnical Engineering*. – Vol. 109, №3. – Pp. 458–483.

37. Tinsley J.C., Youd T.L., Perkins D.M. and Chen A.T. F. (1985). *Evaluating Liquefaction Potential // Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region: An Earth-Science Perspective*. U. S. Professional Paper. – 1360 p.

38. Tokimatsu K., Seed H.B. (1987). Evaluation of settlements in sands due to earthquake shaking *Journal of Geotechnical Engineering*. – Vol. 113, No 8. – Pp. 861–878.

39. Youd, T. L. and Idriss, I. M. (editors.), 1997, *Proceeding of the NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils: National Center for Earthquake Engineering Research*, Technical Report No. NCEER-97-0022, December 31, 1997.

40. Wald D.J., Quitoriano V., Heaton T.N., Eeri M. and Kanamori H. (1999). Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*. – Vol. 15, №3. – August 1999. – Pp. 557–564.

41. Wong W. (1979). *Some Finding in Soil Liquefaction*. Water Conservancy and Hydroelectric Power Scientific Research Institute Beijing, China.

PRELIMINARY ANALYSIS OF THE SOILS SEISMOGENIC DILUTION POSSIBILITY (BASED ON THE WATER-SATURATED SANDY-ARGILLACEOUS DEPOSITS EXAMPLE IN KUDEPSTA SETTLEMENT SOCHI CITY ADLER REGION

© 2017 Yu. K. Chernov, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof.

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov street, 93a, e-mail: chenta-26@mail.ru

The dilution of the water-saturated soils under strong earthquakes impact presents large danger to the objects located on them. Therefore the evaluation of the given processes appearance possibility is the necessary component part of the territory seismic danger general estimation. Based on the example of the sett. Kudepsta seismic and soil conditions analysis is described the experience of the preliminary (at the qualitative level) estimations of the different types of foundation soil seismogenic dilution possibility and recommendation regarding further (quantitative) determination of this natural phenomenon appearances probability in this territory are given.

Keywords: Kudepsta settlement, strong earthquakes, seismic danger, the water-saturated soils, the seismogenic dilution.

УДК 551.594.2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРОЗАХ В СЕВЕРО-КАВКАЗСКОМ РЕГИОНЕ

© 2017 А. В. Шаповалов¹, д.ф.-м.н., проф., М. Ю. Пашкевич², к.т.н.,
В. И. Рязанов¹, В. А. Шаповалов¹, к.ф.-м.н., Н. А. Березинский², к.ф.-м.н.,
Р. В. Шереметьев², к.ф.-м.н., А. С. Камруков³, к.т.н.

¹Высокогорный геофизический институт, Россия, 360030, Кабардино-Балкарская Республика, г. Нальчик, пр. Ленина, 2, e-mail: atajuk@mail.ru;

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

³Московский государственный технический университет имени Н. Э. Баумана, Россия, 105005, г. Москва, ул. 2-я Бауманская, д. 5, стр. 1

В работе представлена трехмерная численная модель конвективного облака с учетом электрических процессов. На основе модели получены следующие параметры: плотности объемных зарядов в облаке, потенциал и напряженность электрического поля, создаваемого этими зарядами, детально рассматривается влияние электрического поля облака на микрофизические процессы взаимодействия облачных частиц и обратное влияние – микроструктуры на электрические параметры. Приведены результаты исследований формирования термогидродинамических, микроструктурных и электрических параметров грозовых облаков в Северо-Кавказском регионе.

Ключевые слова: электрические процессы, математическое моделирование, микроструктура облаков и осадков, грозы, град, электризация облаков.

Несмотря на несомненные успехи физики облаков, многие процессы, определяющие формирование микроструктурных и электрических характеристик облаков, до настоящего времени изучены недостаточно. Это относится к процессам появления электрического заряда на каплях и кристаллах в облаках, к влиянию сильного электрического поля на микрофизические процессы, к обратному влиянию – микроструктуры облака на заряд и поле, и к другим процессам. Лабораторные и натурные эксперименты ограничены условиями безопасности специалистов и оборудования. Исследование этих сложных процессов требует широкого применения математического моделирования.

Целью работы является исследование на основе модели формирования микроструктурных и электрических параметров, процессов осадкообразования при естественном развитии, а также взаимодействия физических процессов.

Математическое моделирование облаков с учетом электрических процессов развивается в нашей стране [Ашабоков, Шаповалов, 2008; Ашабоков и др., 2012; Шаповалов А., Шаповалов В., 2014; Коган и др., 1984; Ashabokov et al., 2014] и за рубежом [Clark, 1979; Rawlins, 1982; Straka, 2009]. Разработаны модели различной размерности и различной степени детальности учета микрофизических и электрических процессов. Модели с детальным описанием микрофизических процессов позволяют исследовать формирование микроструктурных характеристик облаков,

образование осадков, электризацию частиц и другие процессы. Для описания микрофизических процессов в них используются кинетические уравнения для распределений частиц по размерам или массам [Коган и др., 1984; Ashabokov et al., 2014]. Охватывается широкий спектр размеров частиц – от микронных размеров до миллиметровых капель и сантиметровых градин.

В работе представлена разработанная авторами трехмерная численная модель конвективного облака с детальным описанием гидротермодинамических, микрофизических и электрических процессов, приведены результаты расчетов параметров грозоградовых облаков.

Микрофизический блок модели описывает процессы нуклеации, конденсации, коагуляции капель с каплями, сублимации, аккреции, замерзания капель, осаждения облачных частиц в поле силы тяжести, их перенос воздушными потоками, а также взаимодействие облачных частиц под влиянием электрического поля облака.

В модели принят следующий физический процесс разделения зарядов на стадии формирования осадков – зарядение переохлажденных капель при их замерзании (знак заряда «минус»), образующиеся при этом осколки замерзания (микровыбросы) заряжены положительно.

Система уравнений для функций распределения по массам капель $f_1(\vec{r}, m, t)$, ледяных частиц $f_2(\vec{r}, m, t)$ и осколков замерзания капель $f_3(\vec{r}, m, t)$ имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\mathcal{J}_1}{a} + u \frac{\mathcal{J}_1}{ax} + v \frac{\mathcal{J}_1}{ay} + (w - V_1) \frac{\mathcal{J}_1}{az} &= \left(\frac{\mathcal{J}_1}{a} \right)_{\text{КД}} + \left(\frac{\mathcal{J}_1}{a} \right)_{\text{КТ}} + \left(\frac{\mathcal{J}_1}{a} \right)_{\text{АК}} + \\ &+ \left(\frac{\mathcal{J}_1}{a} \right)_{\text{ДР}} + \left(\frac{\mathcal{J}_1}{a} \right)_3 + \Delta f_1 + I_1, \\ \frac{\mathcal{J}_2}{a} + u \frac{\mathcal{J}_2}{ax} + v \frac{\mathcal{J}_2}{ay} + (w - V_2) \frac{\mathcal{J}_2}{az} &= \left(\frac{\mathcal{J}_2}{a} \right)_C + \left(\frac{\mathcal{J}_2}{a} \right)_{\text{АК}} + \left(\frac{\mathcal{J}_2}{a} \right)_3 + \Delta f_2 + I_2 + I_{\text{АВ}}, \\ \frac{\mathcal{J}_3}{a} + u \frac{\mathcal{J}_3}{ax} + v \frac{\mathcal{J}_3}{ay} + (w - V_2) \frac{\mathcal{J}_3}{az} &= \left(\frac{\mathcal{J}_3}{a} \right)_3 + \left(\frac{\mathcal{J}_3}{a} \right)_{\text{АК}} + \Delta f_3, \\ 0 \leq x \leq L_x, \quad 0 \leq y \leq L_y, \quad 0 \leq z \leq L_z, \quad 0 \leq m < \infty, \quad t > 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где $V_1(m)$, $V_2(m)$ – установившиеся скорости падения жидких и твердых частиц; $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{КД}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{КТ}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{АК}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_{\text{ДР}}$, $\left(\frac{\partial f_1}{\partial t} \right)_3$ – изменения функции распределения капель за счет микрофизических процессов конденсации, коагуляции капель, аккреции капель и кристаллов, дробления и замерзания соответственно; $\left(\frac{\partial f_2}{\partial t} \right)_C$, $\left(\frac{\partial f_2}{\partial t} \right)_{\text{АК}}$, $\left(\frac{\partial f_2}{\partial t} \right)_3$ – изменения функции распределения кристаллов за счет сублимации, аккреции и замерзания капель; $\left(\frac{\partial f_3}{\partial t} \right)_3$, $\left(\frac{\partial f_3}{\partial t} \right)_{\text{АК}}$ – изменения функции распределения $f_3(\vec{r}, m, t)$ за счет образования осколков при спонтанном замерзании переохлажденных облачных капель и их аккреции с кристаллами; I_1 и I_2 – источники капель и кристаллов; $I_{\text{АВ}}$ – источник искусственных кристаллов при активном воздействии льдообразующими реагентами.

Для системы уравнений (1) использовались следующие начальные и граничные условия:

$$f_1(\bar{r}, m, 0) = f_2(\bar{r}, m, 0) = f_3(\bar{r}, m, 0) = 0, \quad (2)$$

$$f_1(\bar{r}, m, t) = f_2(\bar{r}, m, t) = f_3(\bar{r}, m, t) = 0 \text{ при } x = 0, L_x,$$

$$f_1(\bar{r}, m, t) = f_2(\bar{r}, m, t) = f_3(\bar{r}, m, t) = 0 \text{ при } y = 0, L_y,$$

$$f_1(\bar{r}, m, t) = f_2(\bar{r}, m, t) = f_3(\bar{r}, m, t) = 0 \text{ при } z = L_z \quad (3)$$

$$\frac{\mathcal{F}_1}{\partial z} = \frac{\mathcal{F}_2}{\partial z} = \frac{\mathcal{F}_3}{\partial z} = 0 \text{ при } z = 0.$$

Для расчета электрического заряда и поля облака аппроксимированы экспериментальные зависимости выбросов микрочастиц от размера замерзающей капли и значений коэффициентов разделения зарядов, связанных с замерзанием капель воды и взаимодействием кристаллов с переохлажденными каплями, полученные в Высокогорном геофизическом институте.

При моделировании на каждом временном шаге рассчитываются объемные заряды в облаке, потенциал электростатического поля, создаваемого этими зарядами, а также горизонтальные и вертикальная составляющие напряженности электрического поля облака E_x , E_y , E_z .

Суммарное значение (положительного и отрицательного) объемных зарядов $\rho_e(\bar{r})$ используется для определения потенциала $U(\bar{r})$ создаваемого ими электростатического поля. Для этого на каждом временном шаге решается уравнение Пуассона:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = -\frac{\rho_e}{\epsilon_0}, \quad (4)$$

при следующих граничных условиях

$$\frac{\partial U}{\partial x} = 0 \Big|_{x=0, L_x}, \quad \frac{\partial U}{\partial y} = 0 \Big|_{y=0, L_y}, \quad \frac{\partial U}{\partial z} = 0 \Big|_{z=L_z}, \quad U = 0 \Big|_{z=0} \quad (5)$$

где ϵ_0 – диэлектрическая постоянная вакуума.

Напряженность электрического поля $E(x, y, z)$ в точке (x, y, z) , обусловленного зарядами r_e , расположенными в пространстве облака, определяется как градиент потенциала. Значения напряженности электрического поля учитывались при расчете коэффициентов электрической коагуляции облачных частиц. Для этой цели использовались аппроксимационные формулы, построенные по существующим теоретическим и экспериментальным данным для этого параметра.

Система уравнений модели решалась методом расщепления по физическим процессам и покомпонентного расщепления. [Коган и др., 1984].

Для сопоставления с данными наблюдений в модели рассчитывается радиолокационная отражаемость облака на длинах волн 3,2 и 10 см с использованием дискретного распределения частиц по размерам (массам).

На рисунках 1–3 приведены результаты исследований формирования термогидродинамических, микроструктурных и электрических параметров конвективного облака, полученных в ходе расчетов при неустойчивом состоянии атмосферы.

Размеры пространственной области при расчетах задавались от 60 км по горизонтали и 16 км – по вертикали. Шаг сетки по координатам X , Y составлял 500 м,

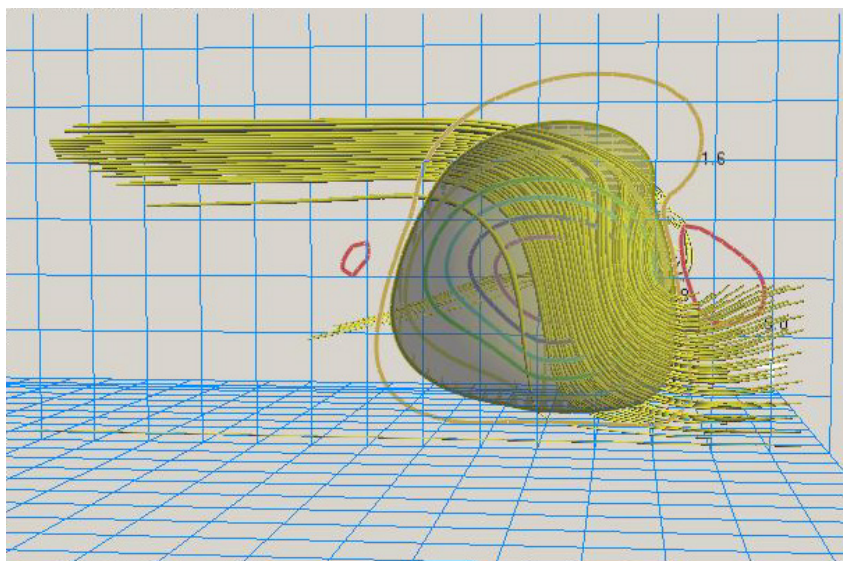


Рис. 1. Изолинии скорости восходящих и нисходящих потоков воздуха в вертикальной плоскости, проходящей через облако. Пучок линий – линии тока. В горизонтальной и вертикальной плоскостях приведены вспомогательные сетки с ячейками 2×2 км.

по $Z - 250$ м. Ось X направлена на восток, Y – на север. Облако инициировалось заданием импульса у поверхности земли с перегревом $\Delta T = 1-2$ °С. Форма и размеры импульса варьировались.

На рисунке 1 приведены изолинии скорости воздушных потоков в вертикальной плоскости, проходящей через облако. Отмечается наличие вихря с наветренной стороны облака (слева на рисунке 1) и с подветренной стороны.

Во всех вариантах моделирования конвективных облаков отмечались нисходящие потоки вокруг облака. С наветренной стороны они усиливаются внешним ве-

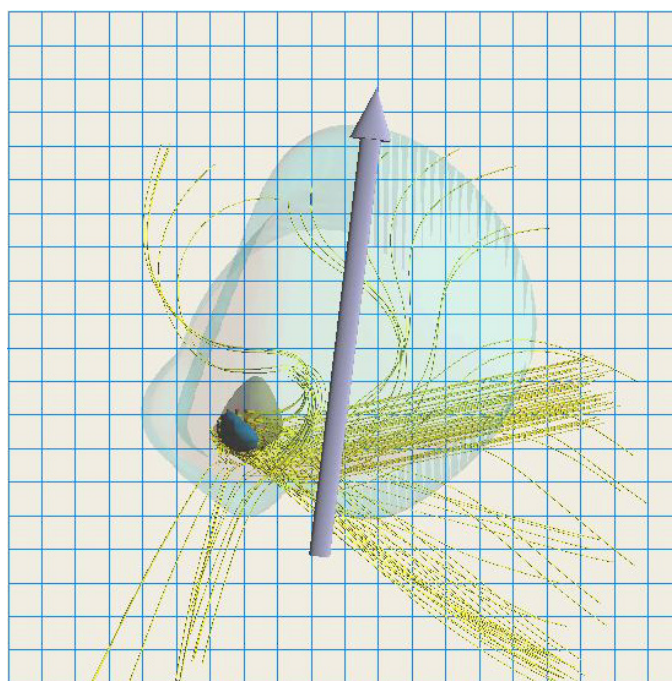


Рис. 2. Вид сверху на модельное облако, пучки линий – линии тока. Полупрозрачной изображена радиолокационная отражаемость 10 dBZ. Стрелка указывает направление ведущего потока.

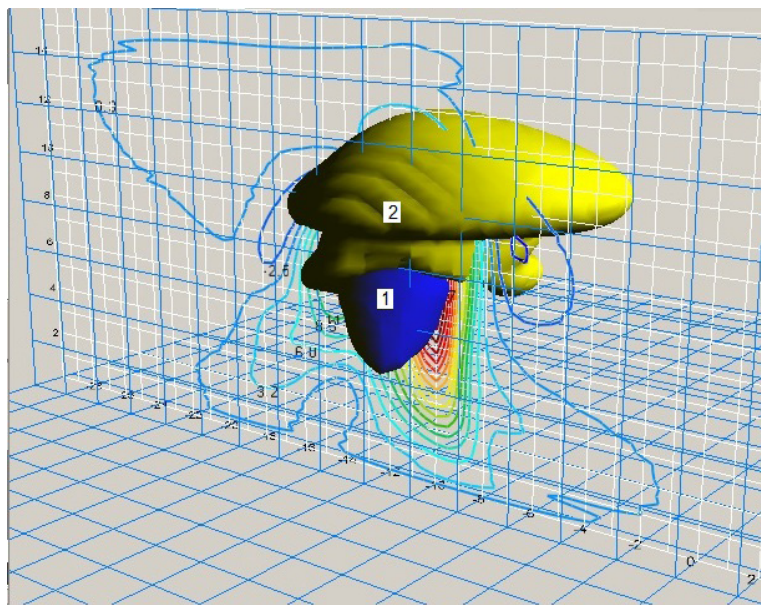


Рис. 3. Изолинии вертикальных потоков воздуха в облаке на 40 минуте развития.
1 – Крупные капли; 2 – мелкие и средние ледяные частицы.

тром, за облаком могут быть слабее, т.к. в этой области возникает гидродинамическая тень.

С помощью разработанных средств визуализации были определены потоки, питающие облако в зрелой стадии развития (рисунок 2). Наблюдается вток из подветренной области (уровень 4 км), справа от направления ведущего потока (уровень 0–0,5 км), с наветренной стороны справа от облака под углом примерно 45° (уровень 3 км).

Область сосредоточения крупнокапельной фракции (1) и область формирования ледяных частиц (2) на 40 минуте развития облака приведены на рисунке 3. Приведены также изолинии вертикальных потоков. Высота облака – 13 км, максимальная отражаемость – 63 dBZ.

В работе исследовано формирование положительного и отрицательного объемных электрических зарядов, рассчитаны характеристики электростатического поля. Расчетные значения напряженности электростатического поля применены в модели для корректировки коэффициента коагуляции облачных частиц. На рисунке 4 приведены результаты моделирования напряженности электростатического поля облака E_z (В/см), на 40-й минуте развития.

С помощью разработанных алгоритмов рассчитывались вертикальная E_z и горизонтальные E_x , E_y составляющие напряженности электрического поля. На 20-й минуте развития облака потенциал электрического поля составляет порядка $8,1 \times 10^8$ В. Компоненты напряженности поля имеют значения $E_x \gg 1200$ В/см, а $E_z \gg 2000$ В/см. С течением времени заряд в облаке, и, соответственно потенциал поля увеличиваются. Максимальные значения потенциала электрического поля, полученные в расчетах, имели значения около 850 МВ. Они согласуются с результатами расчетов других авторов.

Рассчитанные в каждый момент времени в узлах пространственной сетки значения напряженности электростатического поля учитывались при расчете коэффициентов коагуляции капель и кристаллов.

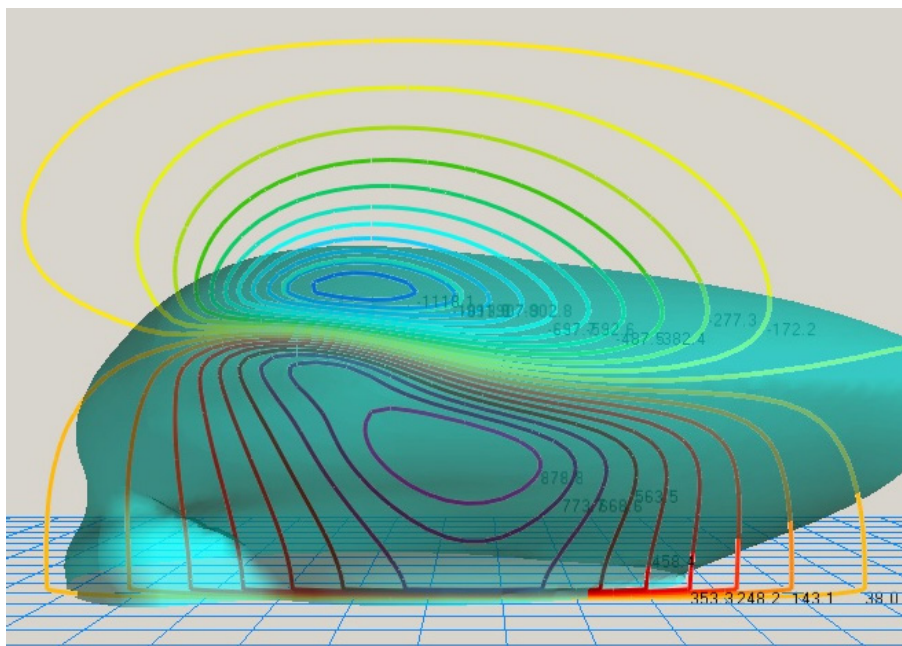


Рис. 4. Изолинии вертикальной компоненты напряженности поля E_z (В/см), на фоне изоповерхности отражаемости 10 dBZ

При значительной концентрации жидкой воды и при наличии в облаке некоторого количества крупных капель или кристаллов, рост осадков происходит достаточно быстро. До этого, основная часть времени при образовании осадков в облаке уходит на рост частиц до диаметра 100 мкм. Это связано с тем, что коэффициент взаимодействия мелких частиц очень маленький. По различным данным он составляет от 0,001 до 0,01. При наличии электрического поля и зарядов на частицах этот коэффициент значительно возрастает и при определенных условиях ($E > 1000$ В/см) может превышать 1,0.

Заключение

Формализован процесс накопления электрического заряда при замерзании капель и аккреции капель с ледяными частицами. Разработаны алгоритмы расчета потенциала, напряженности электростатического поля, электрической коагуляции.

На основе разработанной модели проведены численные эксперименты по исследованию формирования конвективных облаков при различных стратификациях атмосферы и фоновом ветре. Определены термогидродинамические, микроструктурные и электрические параметры в зоне мощного конвективного облака.

Определены основные потоки, питающие облако в зрелой стадии.

С помощью программных средств трехмерной визуализации выделены области формирования и роста ледяных частиц.

Исследовано распределение электрического заряда и напряженности поля в грозовых облаках в Северо-Кавказском регионе.

Проанализировано взаимодействие динамических, микрофизических и электрических процессов. Получено, что за счет электрической коагуляции время роста частиц осадков в мощном конвективном облаке уменьшается на 20–30%.

Литература

1. Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В. Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активном воздействии. – Нальчик, 2008. – 254 с.
2. Ашабоков Б. А., Бейтуганов М. Н., Куповых Г. В., Шаповалов А. В., Продан К. А., Шаповалов В. А. Численное моделирование электрических характеристик конвективных облаков // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. – 2012. – №6. – С. 65–68.
3. Коган Е. Л., Мазин И. П., Сергеев Б. Н., Хворостьянов В. И. Численное моделирование облаков. – М., 1984. – 186 с.
4. Шаповалов А. В., Шаповалов В. А. Трехмерная визуализация геофизической информации для решения прикладных задач // Наука. Инновации. Технологии. – 2014. – №1. – С. 65–73.
5. Ashabokov B.A., Shapovalov A.V., Kuliev D.D., Prodan K.A., and Shapovalov V.A. Numerical Simulation of Thermodynamic, Microstructural, and Electric Characteristics of Convective Clouds at the Growth and Mature Stages // Radiophysics and Quantum Electronics: Volume 56, Issue 11 (2014). – Pp. 811–817.
6. Clark T. Numerical Simulation with a Tree-Dimension Cloud Model: lateral Boundary Condition Experiments and Multiceller Severe Storm Simulations // J. Atm. Sci, 1979. – V. 36, №11. – Pp. 2191–2215.
7. Rawlins F. A numerical study of thunderstorm electrification using a three dimensional model incorporating the ice phase // Quart. Jour. of the Royal Met. Society, 1982. – V. 108. – Pp. 779–801.
8. Straka J. M. Cloud and precipitation microphysics. Principles and Parameterizations. – Cambridge University Press, 2009. – 392 p.

SIMULATION OF ELECTRICAL PROCESSES IN THUNDERSTORMS IN THE NORTH CAUCASUS REGION

© 2017 A. V. Shapovalov¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., M. Y. Pashkevich², Sc. Cand. (Tech.), V. I. Ryazanov¹, V. A. Shapovalov¹, Sc. Candidate (Phys.-Math.), N. A. Berezinskiy², Sc. Candidate (Phys.-Math.), R. V. Sheremetev², Sc. Candidate (Phys.-Math.), A. S. Kamrukov³

¹High-mountain geophysical institute, Russia, 360030, Republic of Kabardino-Balkaria, Nalchik, Lenin Avenue, 2, e-mail: atajuk@mail.ru;

²Alpine Research and Testing Center of aircraft and weapons, Russia, 360030, Republic of Kabardino-Balkaria, Nalchik, Lenin Avenue, 2, e-mail: vniic@rambler.ru;

³Bauman Moscow state technical university, Russia, 105005, Moscow, Baumanskaya 2-ya str., 5/1

The paper presents three-dimensional numerical model of convective clouds with the account of electrical processes. Based on the model obtained the following parameters: density of volume charge in the cloud, the potential and the electric field created by these charges, considers in detail the influence of the electric field of the cloud microphysical processes of interaction of cloud particles and the reverse influence of the microstructure on the electrical parameters. The results of thermohydrodynamic studies of the formation, microstructure and electrical parameters of storm clouds in the North Caucasus region.

Keywords: Electric processes, mathematical modeling, microstructure of clouds and precipitation, thunderstorms, hail, electrification of clouds.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 551.24 (234.9)

О ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ Л. В ДЕСИНОВЫМ СТРЕМИТЕЛЬНОЙ ПОДВИЖКЕ ЛЕДНИКА КОЛКА ЗА 8 ЧАСОВ ДО КАТАСТРОФЫ 20 СЕНТЯБРЯ 2002 г. И ПРИЧИНАХ ЭТОЙ КАТАСТРОФЫ

© 2017 М.Г. Бергер, д.г.-м.н., проф.

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

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

Показана необоснованность предположений Л. В. Десинова.

Ключевые слова: ледник Колка, Колкинская (Кармадонская, Геналдонская) катастрофа, газодинамический выброс ледника, горный удар, подвижка ледника, Л. В. Десинов.

Существуют общие правила сбора доказательств; неправильно собирать только то, что вам нравится, надо учитывать все факты, пытаться сохранить объективный взгляд на вещи и рассматривать факты полностью, независимо от влияния любого авторитетного мнения.

Р. Фейнман

По космическому снимку ледника Колка, сделанному за восемь с половиной часов до пароксизмального катастрофического выброса ледника [Тутубалина и др., 2005], совершенно точно известно, что ледник оставался на своем обычном месте, в пределах своего обычного планового контура, т.е. был практически недвижим. И никакие наблюдения за положением фронта (конца) ледника в это и предшествующее ему время, без учета всего комплекса данных о состоянии ледника и приледниковой зоны, а также предшествующих событий на леднике, не могли бы ничего сказать о готовящейся грандиозной природной ледниковой катастрофе гигантского масштаба и совершенно невероятных (с позиций динамической гляциологии и, в целом, классической географии), уникальных особенностей. Безусловно происходившая в это время интенсивная подготовка этой катастрофы протекала, в основном, *на различной глубине под ледником*, в том числе в непосредственной близости

от него. В какой-то мере она отражалась и на состоянии ледника, в том числе его поверхности, особенно в его тыльной области, но не так, как утверждает Л. В. Десинов [2004, 2015] (автор частично уже касался этого вопроса [Бергер, 2006б]).

В частности, он утверждает, что именно 20 сентября 2002 г. в 02.21 «тыловая область ледника Колка накренилась, а вдоль склонов пролегает широкий разлом (факт №18). Потребовавшиеся огромные усилия смогли быть обеспечены геохимическим взрывным процессом, произошедшим на ложе ледника в его тыловой части» [Десинов, 2015, с. 215]. Правда, далее Л. В. Десинов [2015, с. 216] признает все же, что «мы не знаем, сколь эффектно проявил себя взрывной процесс под стеной горы Джимарай-хох в ночь перед катастрофой, но, – продолжает настаивать Л. В. Десинов [там же], – очевидно одно: он имел место».

В действительности, однако, ни возникновение огромной трещины вдоль тыльной зоны ледника (точное время ее возникновения неизвестно), ни накренивание ледника вправо, ни, тем более, установленное О. В. Тутубалиной с соавторами [2005] и отмечаемое Л. В. Десиновым [2015] возвышение поверхности ледника на несколько десятков метров над гребнем левой береговой морены с возникновением и сохранением вплоть до катастрофического выброса ледника Колка вечером 20 сентября 2002 г. трех установленных Л. В. Десиновым [2015] куполообразных возвышений (поднятий) в тыльной части ледника, безусловно, не являются доказательствами проявления взрыва («взрывного процесса») на леднике Колка в ночь перед катастрофой (за 18 часов до нее). (Впрочем, происшедший в это время на леднике Колка очень сильный *горный удар* (по идентификации автора [Бергер, 2006б; 2007а, с. 38–42]) и сопровождавшие его подготовку и проявление процессы изменения напряженно-деформированного состояния ледника могли, конечно, привести к возникновению огромной трещины в леднике, ее раскрытию и прорастанию.)

Совершенно точно известно (документально доказано [Тутубалина и др., 2005]), что это событие, трактуемое Л. В. Десиновым [2004, 2015] в качестве некоего «геохимического взрывного процесса», не привело и к «высокоскоростному вытеснению» ледника Колка (по фразеологии Л. В. Десинова) и вообще, по крайней мере, в течение девяти следующих часов ни на йоту не сдвинуло ледник с его обычного места в ложе (и Л. В. Десинов [2015, с. 205] признает это). (Дальнейшая эволюция состояния ледника Колка в течение последующих еще восьми с половиной часов до пароксизмального взрывоподобного выброса ледника неизвестна, а все предположения Л. В. Десинова [2015] на этот счет столь же лишены оснований, как и документально опровергнутые [Тутубалина и др., 2005] его фантазии [Десинов, 2004] о «последней подвижке ледника Колка» в течение предшествующих часов и еще нескольких предшествующих им суток.)

* * *

Несколько остановленный в своих фантазиях о последней подвижке ледника Колка (начавшего якобы ускоренное движение не позднее 13 сентября 2002 г.) [Десинов, 2004, с. 82] публикацией американского космодатчика динамического состояния ледника Колка в 11:31:20 сентября 2002 г. (за восемь с половиной часов до катастрофы) и результатов его дешифрирования [Тутубалина и др., 2005], Л. В. Десинов [2008, с. 171] признал ошибочность своего основного заключения о продвижении ледника Колка с 13 по 20 сентября 2002 г. за пределы его обычного контура.

Однако теперь он утверждает, что, хотя «за 8 часов до кульминации катастрофы нижняя точка языка ледника находилась в стационарном состоянии» [Десинов, 2015, с. 205], а «сведения о динамике ледника в последние 8 часов перед его выбросом из ложа отсутствуют» [Десинов, 2015, с. 210], именно в эти часы 20 сентября, спустя 9 часов стационарного состояния фронта ледника после предполагаемого Л. В. Десиновым взрыва в тыльной части ледника Колка и после предшествующего многолетнего стационарного состояния этого ледника произошло его стремительное продвижение: уже «к 16.07.30 (по Гринвичу. – М. Б.) фронт наступающего (? – М. Б.) ледника находился в каньоне в 1100 м от устья речки Шау и в 400 м от долины р. Геналдон» [Десинов, 2015, с. 218]. Когда и в результате чего началось это предполагаемое Л. В. Десиновым наступание ледника Колка и почему оно было столь невероятно стремительным, какими были его движущие факторы? Как происходило это наступание, в какой мере оно соответствовало традиционным гляциологическим представлениям о быстрых подвижках ледников [Инструкция..., 1982; и др.], где при этом находилась тыльная часть ледника – оставалась на своем прежнем месте или же двигалась вместе с его фронтальной частью? Л. В. Десинов не дает ответы на эти во многих отношениях принципиальные вопросы.

Таким образом, Л. В. Десинов, вынужденно (под давлением неопровержимых фактов) отказавшийся от утверждений о быстрой подвижке ледника Колка за пределы его основного контура до 11:31. 20 сентября 2002 г., теперь, в условиях стационарного предшествующего положения фронта ледника и отсутствия сведений о динамике этого ледника в последующие 8 часов, утверждает, что именно в это время произошла невероятно сверхбыстрая подвижка ледника Колка! Оставим это совершенно необоснованное и, безусловно, ошибочное утверждение Л. В. Десинова пока без обсуждения. (Некоторые существенные в данном отношении соображения были высказаны автором ранее при рассмотрении особенностей пульсации ледника Колка 1902 г. и объяснении их специфики в сравнении с особенностями Колкинской катастрофы 2002 г. [Бергер, 2007б, с. 31 и далее, особенно сс. 32–34 и 37–39].)

Что же касается приведенных Л. В. Десиновым [2015, с. 213] признаков наступания ледника Колка перед его выбросом, то ни время, ни продолжительность формирования этих признаков, ни их генетическая обусловленность точно не установлены. Некоторые важные в данном отношении сведения приведены в работе [Бергер, 2012].

Огромный по мощности практически полный взрывоподобный газодинамический выброс ледника Колка непосредственно из его ложа примерно в 20 часов 08 минут 20 сентября 2002 г. исключает саму возможность проявления предшествующих ему событий, предполагаемых Л. В. Десиновым.

Приведенные же Л. В. Десиновым [2015, с. 215 и др.] утверждения, содержащие его произвольную гляциологическую интерпретацию сейсмологических данных, относящихся к Колкинской катастрофе (включая ее подготовительную стадию), заслуживают отдельного рассмотрения.

* * *

Что касается самой Колкинской (Кармадонской, Геналдонской) катастрофы вечером 20 сентября 2002 г., характера самого катастрофического потока и его движения еще до Скалистого хребта в это время, то в этом вопросе Л. В. Десинов [2015, с. 199, «факт №2»] придерживается концепции К. П. Рототаева и др. [1983], в со-

ответствии с которой это был «ледовый сель со значительным водосодержанием». Однако селей и вообще потоков со значительным водосодержанием, обладающих такими скоростями (даже явно преуменьшаемыми К. П. Рототаевым, Л. В. Десиновым и другими гляциологами), баллистическими (со значительным набором высоты) траекториями движения материала и другими характеристиками, как в данном случае, в природе не бывает и не может быть.

В то же время, ниже Л. В. Десинов [2015, с. 216] эклектично замечает, что «следы по фактам №35, 36, 37, 46 документально свидетельствуют о взрывном характере катастрофы».

В действительности, однако, не только указываемые Л. В. Десиновым (далеко не самые существенные и показательные), но и многочисленные другие следы (признаки, результаты, природные последствия) Колкинской катастрофы, вся их вполне естественная закономерная парагенетическая совокупность совершенно однозначно свидетельствуют о взрывном (или взрывоподобном) характере этой катастрофы. При этом, разумеется, не имеется ввиду часто упоминаемое Л. В. Десиновым в качестве относящегося к Колкинской катастрофе 2002 г. факта недостаточно информативное заключение К. П. Рототаева и др. [1983], согласно которому «наступление ледника Колка (1969–1970 гг., принципиально отличающееся по механизму протекания и другим особенностям от Колкинской катастрофы 2002 г. – М. Б.) – не случайное явление вроде известных по литературе обвалов, а результат сложного взаимодействия природных процессов ледниковой зоны, в значительной части еще малоизученных».

Для раскрытия геодинамического типа, механизма протекания и причин Колкинской катастрофы 2002 г. такое заключение мало что дает. Во всяком случае, содержащаяся в нем информация не содержит фактических оснований для их конкретного определения (диагностики, идентификации).

Некоторые дополнительные оценки приводимых Л. В. Десиновым фактов и артефактов, на которые он пытается опереться в своих заключениях, даны в работе [Бергер, Заалишвили, 2014].

* * *

Обращают на себя внимание субъективность, явная предвзятость, избирательность, целевая гидрогляциодинамическая ориентированность, парадигмальная нагруженность и, в целом, безусловная ошибочность подбора Л. В. Десиновым фактических данных для определения характера Колкинской (Кармадонской, Геналдонской) катастрофы и ее объяснения, т.е. установления ее причин (или, как пишет Л. В. Десинов, для «анализа катастрофического высокоскоростного вытеснения ледника Колка»).

Например, в составленной им «сводке фактических данных» не упоминаются практически мгновенное освобождение ложа ледника Колка с образованием гигантской полости на месте ледника, почти одновременное с этим исключительно быстрое возникновение в 15 км и более от места первоначального залегания ледника Колка гигантского Кармадонского завала (навала, ледового тела, «квазиледника»), примерно равного по массе исчезнувшему леднику Колка и состоящего, в основном, из материала этого ледника, чрезвычайно высокоскоростное, явно не грунтовое, субгоризонтальное (на отдельных участках – со значительным набором высоты) движение продуктов разрушения ледника в многокилометровой зоне тран-

зита, проявление действия ударной воздушной волны, т.е. **самые главные, наиболее существенные и показательные факты, характеризующие эту катастрофу**, но зато приведены многочисленные факты, никак эту катастрофу не характеризующие. Нет упоминания о продолжительном устойчивом предкатастрофическом значительном понижении уровня р. Геналдон в ее верховьях в сезон таяния и дождей, но зато приводится «факт №7», согласно которому «с середины 90-х годов происходило устойчивое повышение летних температур и годовой суммы осадков», что касается отнюдь не только ледника Колка и его бассейна и, безусловно, ни в малейшей мере не может объяснить основные особенности Колкинской катастрофы 2002 года.

* * *

Характеризуя представления Л. В. Десинова о Колкинской катастрофе на первом этапе ее изучения, О. В. Рототаева [2004, с. 233] писала: «Л. В. Десинов придерживается версии классической подвижки ледника, который уже набрал критическую массу и двигался постепенно вниз, задержавшись, как и при прежних подвижках, в ущелье р. Колки близ конца ледника Майли».

Эти представления, наиболее подробно изложенные в статье Л. В. Десинова [2004], а затем длительно и упорно им отстаиваемые во многих публикациях, изначально были абсолютно несостоятельными и еще в 2005 г. были документально опровергнуты [Тутубалина и др., 2005]. И лишь спустя некоторое время после их документального опровержения Л. В. Десинов [2008] частично признал их ошибочность.

В настоящее время Л. В. Десинов [2015] определяет эту катастрофу по-разному, но наиболее часто совершенно неопределенными (не имеющими научного определения) выражениями «катастрофическое высокоскоростное вытеснение ледника Колка» и «катастрофический сход ледника», не указывая сколько-нибудь определенно характер (геодинамический тип) и механизм этого «вытеснения» и «схода», а также «катастрофического выброса ледника Колка» (такое геомеханически и каузально неопределенное, неоднозначное по вкладываемому в него геодинамическому и генетическому содержанию определение также используется Л. В. Десиновым). В этих условиях все рассуждения Л. В. Десинова [2015] о многочисленных, весьма различных по характеру, экзогенных и эндогенных, малосвязанных друг с другом и совершенно недостаточно проясненных по механизму их действия причинах, «сложное сочетание» которых якобы «объясняет» некий «катастрофический сход ледника», просто лишены не только какой-либо доказательности, но и вообще научного смысла. К давно установленному, неопровержимо доказанному (единственно возможному с учетом всех фактических данных определению) и объясненному автором [Бергер, 2004, 2006а, 2007а, 2008 и др.] *взрывоподобному внезапному направленному газодинамическому выбросу ледника Колка, который по всем особенностям (диагностическим, или идентификационным, признакам) представляла собой Колкинская (Кармадонская, Геналдонская) катастрофа 20 сентября 2002 года в ее эпицентральной (плейстопароксизмальной) области (до Кармадонских ворот) и вообще к научному решению Колкинской (Кармадонской) проблемы все это отношения не имеет.*

С учетом всего вышеизложенного, представления Л. В. Десинова о катастрофе 2002 года на леднике Колка и в Геналдонском ущелье неаргументированны, ненаучны и не представляют интереса.

Литература

1. Бергер М. Г. Газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. – новое катастрофическое природное явление // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Тезисы докладов Международной конференции, г. Владикавказ, 23–26 июня 2004 г. – Владикавказ: РЕМАРКО, 2004. – С. 4–5.
2. Бергер М. Г. Природная катастрофа на леднике Колка 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г. – Владикавказ: Олимп, 2006а. – С. 41–49.
3. Бергер М. Г. О событии на леднике Колка в 2 часа 21 минуту 20 сентября 2002 г. // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. 2006б. – Т. 6. №4. – С. 37–39.
4. Бергер М. Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника. – М.: Изд-во ЛКИ, 2007а. – 248 с.
5. Бергер М. Г. Три гляциодинамические подвижки и четыре газодинамических выброса ледника Колка. Малоизвестные страницы и дискуссионные вопросы истории развития пульсирующего ледника. – М.: КомКнига, 2007б. – 120 с.
6. Бергер М. Г. Геодинамическая система ледника Колка и вопросы прогнозирования и регулирования ее развития. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – 264 с.
7. Бергер М. Г. О некоторых следах, оставшихся на месте ледника Колка, как показателях характера Колкинской катастрофы 2002 года // Геология и геофизика Юга России. – 2012. – №4. – С. 75–85.
8. Бергер М. Г., Заалишвили В. Б. Об эволюции и современном состоянии представлений некоторых гляциологов о катастрофе на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. Список Л. В. Десинова: факты и артефакты // Геология и геофизика Юга России. – 2014. – №4. – С. 110–121.
9. Десинов Л. В. Пульсация ледника Колка в 2002 году // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2004. – Т. 4. №3. – С. 72–87.
10. Десинов Л. В. Фантазии и реалии в решении проблемы противодействия катастрофам в долине реки Геналдон // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды Международной практической конференции. Владикавказ, 20–22 сентября 2007 г. – Владикавказ: ВНИЦ РАН и РСО-А, 2008. – С. 167–173.
11. Десинов Л. В. Анализ катастрофического высокоскоростного вытеснения ледника Колка на Кавказе в 2002 году на основе сводки фактических данных // Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные геологические процессы природного техногенного характера на Кавказе/Материалы Всероссийской научной конференции (Владикавказ, 1–3 октября 2014 г.). – Владикавказ: ВНИЦ РАН, 2015. – С. 197–222.
12. Инструкция по составлению каталога пульсирующих ледников СССР // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. – 1982. – Вып. 44. – С. 208–225.
13. Рототаев К. П., Ходаков В. Г., Кренке А. Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. – М.: Наука, 1983. – 169 с.
14. Рототаева О. В. Новые научные проблемы, обсуждавшиеся на гляциологическом семинаре в 2002–2003 годах // Материалы гляциологических исследований. – 2004. – Вып. 96. – С. 231–236.

15. Тутубалина О. В., Черноморец С. С., Петраков Д. А. Ледник Колка перед катастрофой 2002 года: новые данные // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX. №4. – С. 62–71.

L. V. DESINOV ALLEGED GLACIER KOLKA RAPID MOTIONS FOR 8 HOURS BEFORE THE 20 SEPTEMBER 2002 DISASTER AND THE CAUSES OF THE DISASTER

© 2017 M. G. Berger, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof.

North-Caucasian innovation center «Sustainable development of mountain territories», Russia, 362021, RNO-Alania, Vladikavkaz, Nikolayev str., 44,
e-mail: conf@skgmi-gtu.ru;

²Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov street, 93a, e-mail: berger7@rambler.ru

Unfounded assumptions of L. V. Desinov is shown.

Keywords: Kolka glacier, Kolka (Karmadon, Genaldon) catastrophe, gasdynamic glacier release, rock burst, glacier motion, kick, L. V. Desinov.

НАШИ ГОСТИ

УДК 551.24:528

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СЕТИ GPS-СТАНЦИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

© 2017 И. Э. Казымов, к.г.-м.н., З. С. Рахимли, С. С. Юзбашиева

Национальная Академия Наук Азербайджана, Республиканский Центр Сейсмологической Службы, Азербайджан, 1001, Баку, ул. Гусейн Джавида, 123, e-mail: sabina.k@mail.ru

В работе представлены аспекты основных методов геодинамических исследований на территории Азербайджана. Представлена история развития GPS-сети. В результате полученных данных за 2015–2016 гг. было выявлено, что существующее распределение скоростей способствует накоплению напряжений различной величины вдоль Главного Кавказского надвига, что может сказываться на сейсмическом режиме исследуемого региона.

Ключевые слова: геодинамические процессы, земная кора, GPS-измерения.

Введение

Естественные геодинамические процессы, протекающие в земной коре, проявляются в виде различных типов движений. Они могут иметь монотонный характер, когда различные участки земной коры однонаправленно движутся вдоль линий разломов в локальном масштабе или вдоль границ глобальных тектонических плит. Движения могут быть скачкообразными и проявляться в форме землетрясений. В обоих случаях движения являются причиной деформирования земной поверхности [Красноперов, 2015].

Исследование Земли из космоса является инновационной научно-методической основой познания структуры и геодинамики земной коры. Благодаря современным спутниковым технологиям стало реальным оперативное и высокоточное геоинформационное обеспечение региональных геологических исследований, поисков месторождений полезных ископаемых, мониторинга и картографирования состояния верхней части литосферного пространства в условиях техногенеза.

Конечно, на практике идеальной системы дистанционного зондирования (ДЗ) не существует в силу следующих причин: 1. Ни один источник не способен обеспечить однородность потока излучения как в пространстве, так и во времени. 2. Из-за взаимодействия излучения с газами атмосферы, молекулами 3. водяного пара и атмосферными частицами изменяется интенсивность излучения и его спектр. 4. Одно и то же вещество при разных условиях может иметь разную спектральную чувствительность. В то же время, спектральная чувствительность разных веществ может совпадать. 5. На практике не существует идеального сенсора, с помощью которого можно было бы регистрировать все длины волн электромагнитного спектра. 6. Из-за технических ограничений передача данных и их интерпретация иногда

выполняются с задержкой по времени. Формат передаваемых данных также может отличаться от того, который требуется потребителю, и в результате потребитель получает данные в нужном формате лишь спустя некоторое время. 7. Потребители могут не обладать необходимой информацией о параметрах сбора данных ДЗ и не иметь достаточного опыта для их анализа и дешифрирования [Губин, 2010].

Важнейшим элементом при создании геодинамических моделей является составляющая, учитывающая изменения, происходящие на поверхности Земли под влиянием современных движений земной коры. Во многом именно они определяют активность многих деструктивных природных явлений и влияют на ход экзогенных процессов, в том числе, вызванных хозяйственной деятельностью человека [Воробьева, 2012].

Наиболее эффективный способ получения экспериментальных данных – комплексный геомеханический мониторинг земной приповерхностной толщи на основе геодинамических полигонов. Полигоны организуются в местах проявления наибольшей активности движений блоков. Для получения пространственных данных создается геодезическая сеть, а мониторинговые работы в этом случае основаны на повторных наблюдениях углов и расстояний между узлами этой сети. В этом контексте одна из основных задач наблюдений на геодинамических полигонах – фиксировать движения отдельных структурных блоков и, в первую очередь, их горизонтальные смещения друг относительно друга особенно на границах, т.е. в районах выявленных разломов [Губин, 2010].

Методика вычислений

Одним из методов, получивших в настоящее время широкое распространение в мире, является метод, основанный на технологиях глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). С появлением GPS-технологий, которая является первой из реализованных ГНСС технологий, появилась возможность осуществления высокоточного (3–10 мм во всех измерениях) геодезического мониторинга на значительных по площади территориях при относительно небольших затратах средств и времени.

Для наблюдения за изменениями земной поверхности, вызванными геодинамическими процессами, на протяжении ряда лет успешно, как указано выше, применяются GPS-приборы. Высокоточные GPS-измерения практически любых линий проводятся на основе дифференциального метода с использованием так называемых базовых GPS-станции (этот метод еще называют методом относительной кинематики). В этом случае во время измерений один спутниковый приемник (базовая станция) постоянно находится в точке с известными координатами, а другой – перемещается, фиксируя положение снимаемых точек. Каждая базовая станция на территории Азербайджана оснащена приемником фирмы «Trimble Net R9», антенной «Zephyr» и «Choke ring» (рис. 1), солнечной панелью и аккумулятором, стоимость которых достигает 50 000 \$.

Структура сети референтных станций

Состав сети референтных станций по [Техническое описание сетей...]:

1. Собственно «Сеть референтных станций», представляющая собой аппаратно-программный комплекс, состоящий из постоянно работающих приемников спутниковых сигналов с жестко фиксированными антеннами, объединенных каналами связи с вычислительным центром.



Рис. 1. Элементы базисной GPS-станции – приемник фирмы «Trimble Net R9», антенна «Zephyr» и «Choke ring»

2. *Сеть коммуникаций*, связывающая референтные станции с вычислительным центром и обеспечивающие доступ Пользователя к данным сети RS.

3. *Вычислительный центр* – программно-аппаратный комплекс, предназначенный для управления сетью референтных станций, сбора и архивации данных сети, и выдачи пользовательскому сектору координатно-временной информации, как для режима постобработки, так и для работы в реальном времени.

4. *Пользовательский сектор* – потребители координатно-временной информации, обладающие парком приемников спутниковых сигналов различного типа и назначения (рис. 2).

Современное развитие спутниковой геодезии, и в частности, сетей референтных станций подразумевает наличие на пунктах RS сетей коммуникаций. Как правило, такие сети подведены к промышленным или жилым зданиям. Исходя из существующей реальности, допускается установка центров на крышах и стенах зданий при соблюдении определенных требований (Рекомендации по размещению и эксплуатации постоянно действующих референтных станций (в сетях IGS) (рис. 3)

Допускается установка только на строения из кирпича или железобетона. Здание должно быть построено не менее чем за 5 лет до установки знака (за этот период происходит начальная усадка здания). Сооружение, на котором устанавлива-

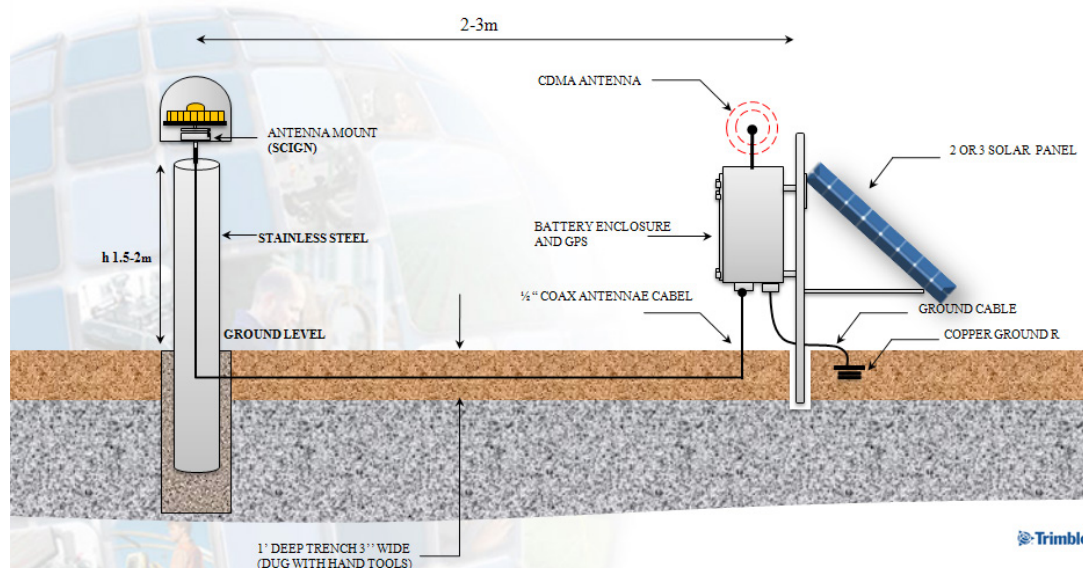


Рис. 2. Структура базисной GPS станции на территории Азербайджана



Рис. 3. GPS-станции на территории Азербайджана

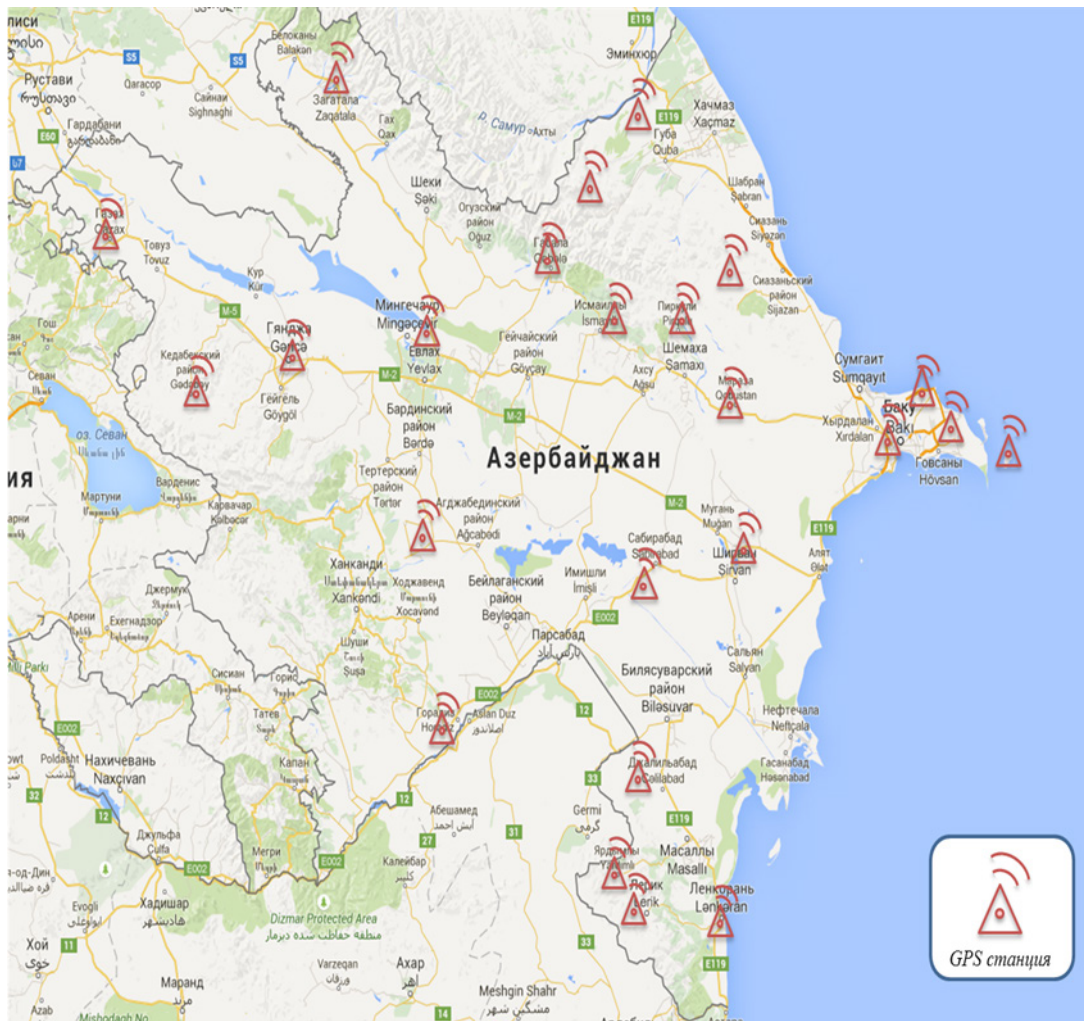


Рис. 4. Сеть GPS-станций Азербайджана

Таблица 1.

Основные параметры GPS станций Азербайджана

№	Название региона	Код станций GPS	Координаты			Марка антенны	ДД.ММ.ГГГГ
			φ°, E	λ°, N	Высота WGS 84 (км)		
1	Нардаран	NRDG	40.341	49.597	0.013	Choke Ring	15.09.2012
2	Пиркули	PQLG	40.789	48.593	1.48	Choke Ring	14.12.2012
3	Габала	QBLG	40.946	47.837	0.678	Choke Ring	12.03.2013
4	Гусар	QSRG	41.515	48.263	0.62	Choke Ring	07.12.2012
5	Газак	QZXG	41.058	45.372	0.564	Choke Ring	21.06.2013
6	Хыналык	XNQG	41.18	48.14	1.985	Choke Ring	07.12.2012
7	Гобустан	GOBG	40.401	49.733	0.158	Choke Ring	17.09.2012
8	Исмаилы	IMLG	40.793	48.182	0.726	Choke Ring	15.12.2012
9	Алтыгач	ATGG	40.861	48.938	1.138	Zephyr Geodetic 2	06.12.2012
10	Гала	GALG	40.411	50.155	0.03	Choke Ring	17.09.2012
11	Гобустан	GBSG	40.535	48.942	0.835	Choke Ring	15.12.2012
12	Гедабек	GDBG	40.721	45.754	1.64	Zephyr Geodetic 2	21.06.2013
13	Джалилабад	GLBG	39.243	48.393	0.14	Zephyr Geodetic 2	25.05.2013
14	Ленкорань	LKRG	38.71	48.779	0.052	Zephyr Geodetic 2	25.05.2013
15	Лерик	LRKG	38.644	48.34	1.596	Zephyr Geodetic 2	22.05.2013
16	Ширван	ALIG	39.958	49.006	0.07	Zephyr Geodetic 2	12.06.2013
17	Закатала	ZKTG	41.638	46.622	0.501	Zephyr Geodetic 2	21.06.2013
18	Ост. Жилой	OSZG	40.33	50.59	-0.02	Zephyr Geodetic 2	14.08.2013
19	Агдам	AGDG	40.107	47.11	0.174	Zephyr Geodetic 2	14.08.2013
20	Физули	FZLG	39.46	47.321	0.202	Zephyr Geodetic 2	14.08.2013
21	Ярдымлы	YRDG	38.915	48.218	0.918	Zephyr Geodetic 2	18.08.2013
22	Саатлы	SATG	39.93	48.243	-0.011	Zephyr Geodetic 2	29.10.2013
23	Ганджа	GANG	40,39	46,19	0,5408	Zephyr Geodetic 2	23.11.2016
24	Мингечевир	MNGG	40.47	47.09	0.100	Zephyr Geodetic 2	02.12.2016

ется знак, не должно иметь видимых трещин на внутренних и внешних стенах. Не рекомендуется использовать здания выше двух этажей. Недопустимо использовать деревянные сооружения и конструкции с металлическим каркасом или металлическими несущими стенами (ангары и т.п.). Это позволит минимизировать движение из-за температурного расширения/сжатия и многолучевое распространение.

С учетом геоморфологии, геотектоники, рельефа и учитывая влияние внешних факторов, в различных регионах нашей страны были выбраны места для строительства новых GPS-станций. Эта новая мониторинговая система состоит из 24 GPS-станций фирмы «Trimble» (США) и одной Центральной станции в г. Баку, куда в режиме «online» поступают все данных со всех регионов, где были установлены станции (рис. 4) [Казымов, 2015]. В таблице 1 представлены основные параметры GPS-станций на территории Азербайджана.

В настоящее время только две спутниковых системы обеспечивают полное и бесперебойное покрытие земного шара – GPS и ГЛОНАСС. GPS – принадлежит министерству обороны США. Устройства, поддерживающие навигацию по GPS, являются самыми распространенными в мире. Также известна под более ранним названием NAVSTAR. ГЛОНАСС – принадлежит министерству обороны РФ. Разработка системы официально началась в 1976 г, полное развертывание системы завершилось в 1995 г. В настоящее время на орбите находится 27 спутников, из которых 22 используется по назначению [Спутниковая система навигации].

Принцип работы спутниковых систем навигации основан на измерении расстояния от антенны на объекте (координаты которого необходимо получить) до спутников, положение которых известно с большой точностью. Таблица положений всех спутников называется *альманахом*, которым должен располагать любой спутниковый приемник до начала измерений. Каждый спутник передает в своем сигнале весь альманах. Таким образом, зная расстояния до нескольких спутников системы, с помощью обычных геометрических построений, на основе альманаха, можно вычислить положение объекта в пространстве. Метод измерения расстояния от спутника до антенны приемника основан на определенности скорости распространения радиоволн. Для осуществления возможности измерения времени распространяемого радиосигнала каждый спутник навигационной системы излучает сигналы точного времени, используя точно синхронизированные с системным временем атомные часы. При работе спутникового приемника его часы синхронизируются с системным временем, и при дальнейшем приеме сигналов вычисляется задержка между временем излучения, содержащимся в самом сигнале, и временем приема сигнала. Располагая этой информацией, навигационный приемник вычисляет координаты антенны. Все остальные параметры движения (скорость, курс, пройденное расстояние) вычисляются на основе измерения времени, которое объект затратил на перемещение между двумя или более точками с определенными координатами [Спутниковая система навигации].

GPS исследования на территории Азербайджана

Программное обеспечение для обработки данных с GPS приемников во многих случаях может рассчитывать и выводить на дисплей регистратора планисферы (Sky Plots) с изображением геометрии созвездия спутников. Планисферы представляют собой круг, на котором изображена проекция небесной сферы с маркерами, отображающими видимое положение спутников; спутники у горизонта попадают на край планисферы. Идеальной является конфигурация из четырех спутников, три из которых расположены невысоко над горизонтом симметрично относительно четвертого спутника, находящегося в зените. В этом случае получают наиболее качественные результаты измерений, т.к. любые ошибки определения горизонтальных координат, полученные из одного направления, контролируются измерениями с противоположной стороны, а спутник, расположенный в зените, дает проверку по высоте для трех остальных.

Плохая геометрия будет в том случае, когда все спутники расположены в одной и той же части неба или выстроились в прямую линию. На рис. 5 показана суточная геометрия спутников для станции Физули. Как видно для станций азербайджанской сети наблюдается равномерная геометрия спутников.

Отметим, что первые GPS исследования на территории Азербайджана были начаты еще в 1998 г. Институтом геологии и геофизики НАНА. Известно что, Азербайджан расположен вдоль северной части зоны коллизии Аравийской и Евразийской плит и включает в себя юго-восточные окончания Большого и Малого Кавказа межгорную Куринскую депрессию и юго-западную часть Каспийского моря. Поле GPS-скоростей в зоне коллизии Аравийской и Евразийской плит хорошо моделируется системой блоков и плит с небольшими внутренними деформациями, разделенные разломами, в которых проявляются межблоковые движения [Кадыров и др., 2015]. Деформация в зоне коллизии является комплексной так как включает

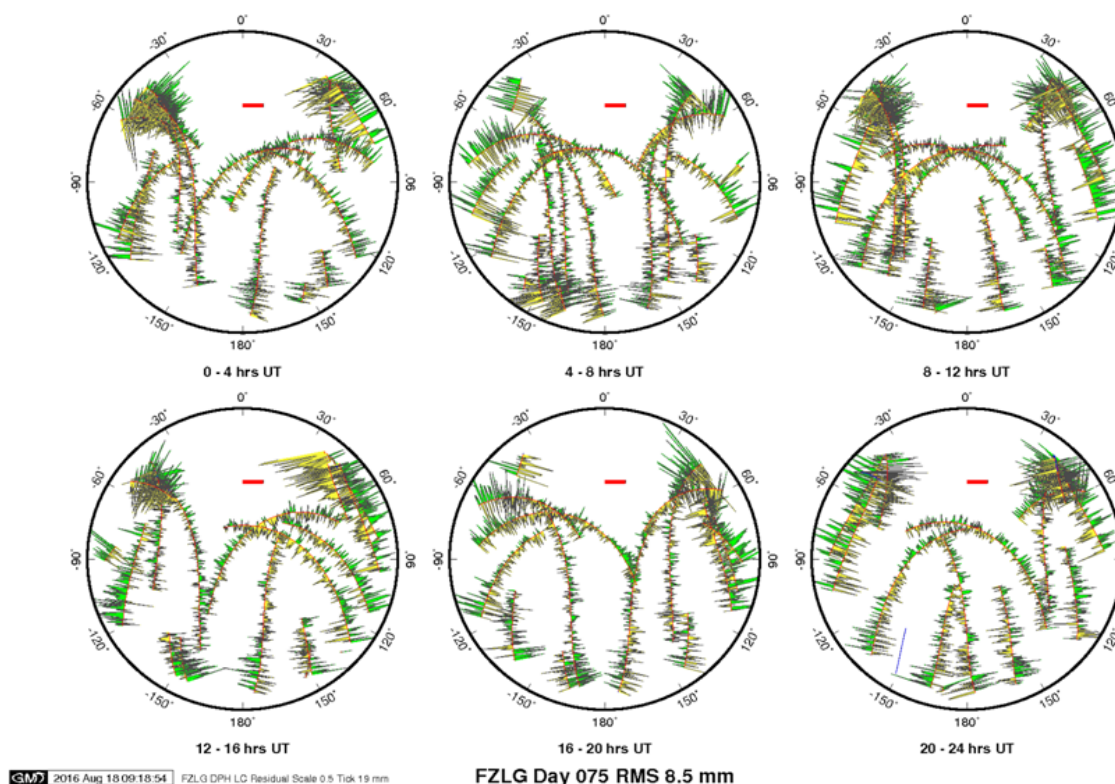


Рис. 5. Суточная геометрия спутников для станции Физули

вращения блоков земной коры по разломам. Как указано в работе [Кадыров и др., 2015] большинство деформаций в зоне коллизии плит происходит в трех регионах, отличающихся высокой сейсмичностью, а именно, с юга на север: Битлис-Загросский сгиб и надвиговый пояс, Эльбрус-Копетдаг, горы Большого Кавказа и центральная часть Каспийского моря, которая является Каспийской сейсмической зоной. Основная зона горизонтального сокращения приурочена к западу от этой северной зоны, где Главный Кавказский надвиг является доминирующей структурой. К югу от Главного Кавказского надвига конвергенция плит преимущественно компенсируется боковым перемещением земной коры из зоны конвергенции. Анализ временных рядов GPS-станций за 2015–2016 гг. показал тенденцию направления движения территории Азербайджана в ССВ направлении (рис. 6).

Картируя полученные данные нами было подсчитано изменение скорости перемещения основных структур на территории Азербайджана за 1 месяц. Было установлено, что для территории Большого и Малого Кавказа в направлении ССВ значение скорости меняется в пределах 1,5–2,0 мм, для территории Куринской впадины в интервале 1,0–1,5 мм в СВ направлении (рис. 7). Из анализа рис. 7 следует, что, хотя доминирующим режимом является сжатие, деформации земной коры территории Азербайджана распределены неравномерно.

На основе анализа GPS данных за 2015–2016 гг. на программе GAMIT [Herring et al., 2010] была построена карта векторов скоростей на 22 станциях (рис. 8). Наблюдения проводились сотрудниками отдела «Геодинамика» РЦСС. Максимальное значение скорости деформации (порядка в год) наблюдается в районе Гобустана и Нижнекуруинской впадины. Нужно отметить, что в районе Гобустана, Алтыгач, а также для станций на Апшеронском полуострове наблюдается резкое изменение

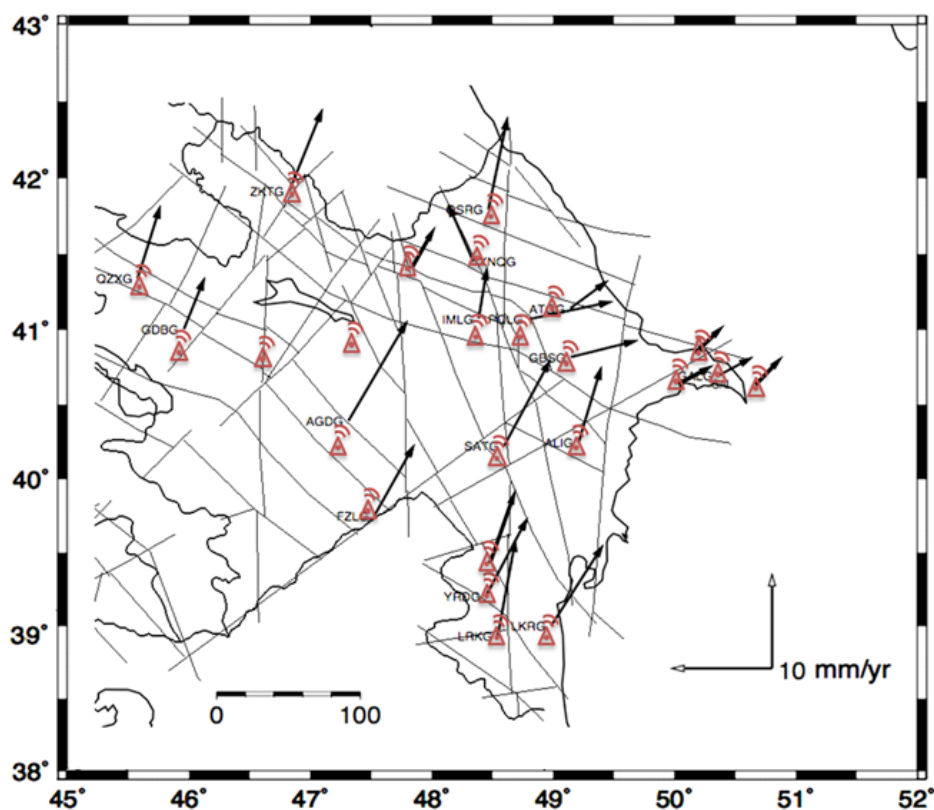


Рис. 8. Карта векторов скоростей на 22 GPS станциях Азербайджана

Выводы

В данной статье исследовано влияние конфигурации элементов геодезической сети Азербайджана на результаты определения компонент деформации земной поверхности. Изучение современных движений и деформаций, происходящих на территории Азербайджана позволяет выявить неоднородный характер деформационного поля региона. Это в основном связано с блочной моделью строения региона. На основе анализа GPS данных за 2015–2016 гг. на программе GAMIT установлено, что в среднем по всему Азербайджану значение скоростей составляет 10 мм в год. Максимальное значение скорости деформации (порядка в год) наблюдается в районе Гобустана и Нижнекуруинской впадины. Нужно отметить, что в районе Гобустана, Алтыгач, а также для станций на Апшеронском полуострове наблюдается резкое изменение векторов на ВСВ.

Литература

1. Воробьева А. А. Дистанционное зондирование земли // Учебно-методическое пособие. – Санкт-Петербург, 2012. – С. 13.
2. Губин В. Н. Спутниковые технологии в геодинимике // Монография под ред. В. Н. Губина. – Минск: Минсктипроект, 2010. – 87 с., с. 3.
3. Кадыров Ф. А., Мамедов С. К., Сафаров Р. Т. Исследование современной геодинимической ситуации и опасности землетрясений деформации земной коры территории Азербайджана по 5-летним GPS- данным // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. – Обнинск, 2015. – С. 156–162.

4. Казымов И. Э. Геодинамика Апшеронского полуострова // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. – Обнинск, 2015. – С. 163–166.

5. Красноперов Р. И. Анализ сеймотектонических движений земной коры по данным наблюдений глобальных навигационных спутниковых систем, Диссертация. – Москва, 2015. – 150 с.

6. Спутниковая система навигации. <https://ru.wikipedia.org/>

7. Техническое описание сетей референчных станций. <http://ansol.su/geo/g-bnets/page,1,83-tehnicheskoe-opisanie-setey-referencyh-stancy.html>

8. Herring T. A., King R. W., McClusky S., Introduction to GAMIT/GLOBK, release 10.4. – Mass. Inst. Of Tech., 2010. – 48 p.

GENERAL PRINCIPLES OF PROCESSING OF SATELLITE MEASUREMENTS BY NETWORK GPS STATIONS OF AZERBAIJAN

© 2017 I. E. Kazimov, Sc. Candidate (Geol.-Min.), Z. S. Rakhimly, S. S. Yuzbashiyeva

National Academy of Sciences of Azerbaijan Republican Seismic Survey Center, Azerbaijan, 1001, Baku, str. Guseyn Javid, 123, e-mail: sabina.k@mail.ru

This paper presents the main aspects of the methods of geodynamic studies in the territory of Azerbaijan. Presented the history of development of GPS network of Azerbaijan. As a result, the obtained data for two years 2015–2016 was found the existing distribution of velocity contributes to the accumulation of stress along the Main Caucasus thrusts of various sizes which can be the affect on seismic regime of the investigated region.

Keywords: Geodynamic processes, the earth's crust, GPS-measurement.

УДК 553.077

РУДОНОСНОСТЬ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛТЫНТОПКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

© 2017 А. Т. Мутавалиев

Горно-металлургический институт Таджикистана, 735730, Таджикистан,
г. Бустон, ул. Московская, 6, e-mail: gornyak_0902@mail.ru

В статье обсуждаются рудоносность и тектонические условия формирования скарново-рудных тел на месторождениях Алтынтопканского рудного узла (на примере Алтынтопканского месторождения).

Ключевые слова: рудоносность, тектоника, рудные тела, формирования скарново-рудных тел, минерализация, полиметаллические руды, разлом, Алтынтопкан.

Скарновые месторождения имеют важное промышленное значение. Они характеризуются высокими концентрациями полезных ископаемых и обладают большими запасами металлов [Старостин, Игнатов, 2006]. К числу таких крупных скарново-рудных объектов относятся полиметаллические месторождения Алтынтопканского рудного узла [Файзиев и др., 2014].

В ходе геологического изучения и освоения месторождений Алтынтопканского рудного узла выявлено несколько видов полезных ископаемых, структурные условия локализации которых нуждаются в уточнениях. По промышленной значимости первое место среди них занимают полиметаллические руды. В течение ряда лет перспективы района связывались также с флюоритовым сырьем, однако после отработки двух мелких месторождений Чашлы и Каскана новых промышленных объектов обнаружено не было. Известные проявления меди, барита и редких металлов не имеют промышленного значения, но представляют определенный поисковый интерес, как индикаторы возможных типов скрытого промышленного оруденения.

Магнетитовая минерализация сопутствует полиметаллической на ряде месторождений и рудопроявлений (Алтынтопкан, Северный Алтынтопкан, Новая зона и др.). В самостоятельной форме она образует единственное непромышленное месторождение Аткулак. Скарново-магнетитовая минерализация на месторождении слагает согласные залежи в маломощных слоях песчанистых известняков. Руды бедные (содержание железа составляет 40–45%), запасы не велики. Как на Аткулаке, так и на полиметаллических объектах железорудная минерализация не представляет промышленного интереса.

Убогая вольфрамовая минерализация известна в скарнах магнетитового рудопроявления Аткулак. На этой же площади в шлихах установлены шеелит и вульфенит. К штокообразному выходу аляскитов тяготеют точки с повышенным содержанием олова, вольфрама и молибдена. Они не имеют практического значения, но возможно являются индикатором скрытого оруденения больших масштабов.

В Алтынтюпканском рудном узле было установлено широкое распространение золотой и серебряной минерализаций. Рудопроявления золота и серебра размещаются преимущественно в мелких тектонических нарушениях среди верхнепалеозойских вулканитов. Известные рудопроявления не имеют промышленного значения, однако перспективы района в отношении золотого и серебряного оруденения в достаточной степени еще не выяснены.

Промышленный интерес представляет группа редких элементов-примесей, которые содержатся в полиметаллических рудах большинства месторождений. В сфалерите почти всех месторождений в повышенных количествах содержится кадмий. Серебро в особо высоких концентрациях (до 200–300 г/т) отмечается на месторождении Перевальное, а кобальт в рудах месторождения Мышиккол. Определенный интерес представляют таллий и теллур в рудах Ташбулака.

Наибольший промышленный интерес в Алтынтюпканском рудном узле представляют полиметаллические руды, основные разведанные запасы которых сосредоточены на месторождениях Алтынтюпкан, Северный Алтынтюпкан, Чалата, Ташбулак, Пайбулак, Мышиккол, Перевальное, Сардоб, Ташгезе и Учкотлы. Незначительная часть запасов представлена в виде рудопроявлений Кичиксай, Айгыр-Булак, Новая зона, Уч-Арча.

Полиметаллические месторождения и крупные рудопроявления Алтынтюпканского рудного узла, с учетом основных складчато-блоковых и разрывных элементов структуры района, рационально сгруппировать на следующие типы: 1) месторождения и рудопроявления Контактной зоны (Алтынтюпкан, Ташбулак, Чалата, Ташгезе, Кичиксай), приуроченные к тектоническому контакту гранитоидного плутона с карбонатной толщей на крыле горст-антиклинального поднятия; 2) месторождения и рудопроявления в краевых частях вулканогенных депрессий (Мышиккол, Перевальное, Учкотлы, Пайбулак, Новая зона, Уч-Арча); 3) внутриформационные каркасные месторождения и рудопроявления в карбонатных породах на крыле горст-антиклинального поднятия (Северный Алтынтюпкан); 4) месторождения и рудопроявления жильного типа в зонах разломов, пересекающих интрузивные породы (Сардоб).

В решении проблем образования эндогенных залежей различных типов руд важное значение имеют тектонические условия формирования. Характер проявления тектонических напряжений периода рудообразования является одним из главных факторов, определяющих особенности пространственного распределения оруденения. Согласно модели конвективного гидротермального рудообразования скарновых месторождений, флюиды в начальный период функционирования гидротермальной системы просачиваются по зонам ослаблений тектонических трещин и разломов, образуют тепловые аномальные структуры [Мальковский, Пэк, 2002; Rowland, Sibson, 2004]. Поэтому локализацию оруденения в скарнах определяет, прежде всего, структурный фактор. Так, например, наиболее богатые рудные тела Синюхинского скарнового месторождения приурочены к структурам отслоения в замках малоамплитудных антиклинальных складок, где происходило пересечение разрывных нарушений [Коротких, Ворошилов, 2011]. Золотоносные скарны Тырныаузского рудного поля локализованы в диагональных структурах сбросо-сдвиговой природы [Емкужев и др., 2013], при этом, структурный план деформаций в ходе развития рудообразования меняется в разных частях рудной системы [Парада, Столяров, 2012; Старостин и др., 1999]. Размещение скарново-рудных тел Партизанского полиметаллического месторождения (Приморский край) определяется

пересечениями различных благоприятных контактов с опреями разломами, что находят свое выражение в морфологии рудных тел [Симаненко, Раткин, 2008]. Поэтому расшифровка структурных условий локализации скарново-рудных тел является важной задачей при изучении скарновых месторождений. Выявление этих факторов необходимо и при выборе наиболее оптимальных методов и средств разведки и освоения месторождений полезных ископаемых. Решение этих вопросов являются актуальными и для рассматриваемых нами скарново-полиметаллических месторождений Алтынтюпканского рудного узла (рис. 1).

На характер процессов проявления тектоники, магматизма и гидротермального минералообразования в Алтынтюпканском рудном узле указывают данные о наличии здесь нескольких скарново-рудных (серебро-полиметаллической, золото-серебряной, кварцево-флюоритовой, баритовой, сурьмяно-ртутной и других минеральных ассоциаций, разделённых дайками основного состава.

Взаимная связь даек, скарново-рудных и других типов полезных ископаемых и тектонических условий их формирования на Алтынтюпканском месторождении изучалась А. В. Королевым, В. А. Королевым, З. А. Мельниченко, Н. Н. Королевой, М. Р. Еникеевым, А. И. Серебрицким, Р. А. Такрановым, В. А. Терентьевым и многими другими. Это наиболее характерный объект, хорошо вскрытый скважинами, карьером и подземными горными выработками по густой сети (30 ´ 60 м) на глубину более 500 м.

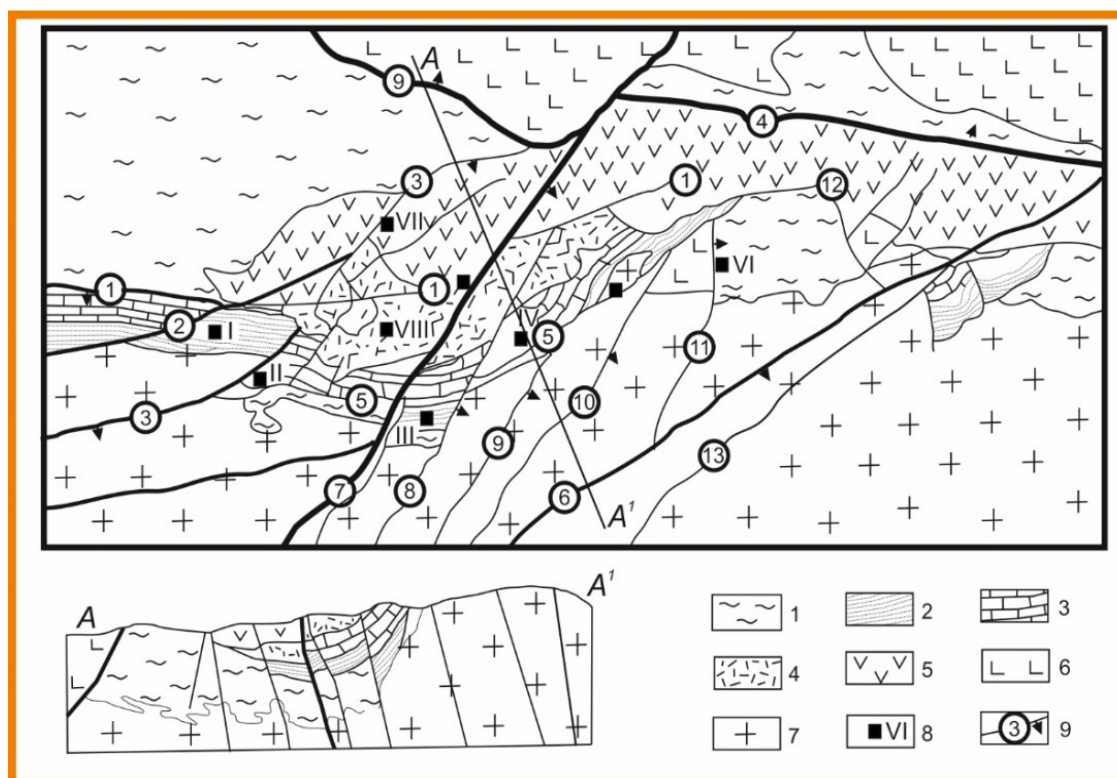


Рис. 1. Схема геологического строения Алтынтюпканского рудного узла (по [10]): 1 – сланцы (O-S); 2 – слоистые известняки и доломиты (D_2+D_3); 3 – массивные и грубослоистые известняки (C_1); 4 – вулканогенные образования (C_1-C_2); 5 – вулканиты; 6 – граниты (C_2); 7 – гранодиориты (C_2); 8 – месторождения: I – Ташибулак; II – Аткулак; III – Чалата; IV – Алтынтюпкан; V – Таишгезе; VI – Сардоб; VII – Перевальное; VIII – Мышикол; IX – Пайбулак; 9 – разломы и их номера.

Месторождение Алтынтопкан находится в приамковской части северного крыла Кармазарской антиклинали, сложенного относительно слабо метаморфизованными осадочно-эффузивными породами нижнего палеозоя (O – S), перекрытыми осадочно-вулканогенными отложениями ($C_1 - C_2$), которые, в свою очередь, прорваны интрузиями гранитоидов (C_2) и основных даек. В ядре складки разместился массив гранодиоритов, который тектонически контактирует с горизонтами вулканогенно-осадочных и терригенных пород ($D_2 - C_1$). Этот контакт представляет собой вытянутую зону многочисленных крутопадающих даек, расчленяющих и пересекающих тектонические пакеты и блоки вулканогенно-осадочных пород (D_1), участками рассланцованных и интенсивно трещиноватых и с множеством крупных сколовых нарушений. Мощность этой зоны, называемой Приконтактовым разломом, 60–200 м, падение его крутое, чаще на северо-запад. Скарново-рудные тела обычно чаще локализируются на контакте даек и карбонатных пород (известняки, доломиты, мергели, мраморы и др.) в виде невыдержанных и расщепляющихся линзовидных и пластообразных залежей (Главная рудная зона). Севернее этой зоны среди карбонатного массива ($D_2 - C_1$) расположены Центральная и Северная группы рудных тел, месторождение Северный Алтынтопкан, структурно контролируемых субсогласными и секущими разноориентированными каркасными разрывными нарушениями.

Глубокое заложение Приконтактового разлома, достаточная его проницаемость и насыщенность разновозрастными гранитоидными и базальтоидными дайками, а также наличие здесь интенсивно деформированных карбонатных пород, создают благоприятные условия для метасоматического минералообразования и формирования в зоне его влияния мощных промышленных скарново-рудных тел. На месторождении ярко проявляется закономерная приуроченность скарново-рудных тел к разрывным элементам структуры и насыщенность дайками гранитоидов.

Часто дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров имеют сложное строение, с переходом одних разновидностей пород в другие. С помощью изучения взаимоотношений даек со скарнами удалось разделить последние на два типа. Ранние скарны отличаются разнообразием скарновых минералов и роговиковым строением. Более поздние скарны, преимущественно гранат-пироксеновые, крупнозернистые, часто развиваются по ранним скарнам и обладают зональным строением [Серебрицкий, 1966].

На скарны обычно наложено среднетемпературное полиметаллическое оруденение и ассоциирующие с ним кварц, эпидот, флюорит, кальцит и т.п. Минералы последующих низкотемпературных гидротермальных процессов слагают кварц-кальцитовые, кварц-флюоритовые и сульфидные прожилки и жилы. Полиметаллические рудные тела преимущественно вкрапленные и прожилковые и не имеют четких геологических границ. Схожесть структурных условий формирования и локализации скарнов и руды, а также идентичность химического состава основных минералов обоих типов скарнов затрудняют четкое выделение залежей различных скарново-рудных и других минеральных ассоциаций.

Тектонический анализ скарново-рудных тел соответственно проводился для доскарнового, дорудного (внутрискарнового) и дожилкового стадий процессов минералообразования, разделенных дайками основного состава. Закономерности развития структуры и локализации оруденения объясняются посредством использования схемы эллипсоида деформации и установления на участках тектонических условий растяжения и сжатия. На внедрение в доскарновый период развития структуры ме-

сторождения даек основного состава указывают наличие в скарнах ксенолита измененного диабазового порфирита (штольня 7, горизонт +1584 м) и развитие на контактах даек со всех сторон контактовых зоннок мелкозернистых гранат-пироксеновых скарнов.

Установленные на месторождении Алтынтопкан закономерности развития тектономагматических и скарновых процессов использованы для изучения тектонических условий образования даек и оруденения и способствуют решению проблемы пространственной связи полиметаллического оруденения с малыми интрузиями. Выполненными исследованиями установлено, что наиболее интенсивное проявление каледонского, варисского и альпийского этапов тектогенеза происходило при субмеридиональной ориентировке сжимающих усилий, а тектонический план деформации в крупных блоках определялся подвижками по разломам, ограничивающим эти блоки. Соответственно, тектонические планы деформаций на месторождении Алтынтопкан определились характером перемещений по сколам в зоне Приконтактового разлома, а также Андабайскому и Алтынтопканскому поперечным разломам.

Рассмотренные морфологические особенности малых интрузий и их пространственные соотношения свидетельствуют о действии режима растяжения и соответственно о значительном ослаблении сжимающих усилий при формировании даек и оруденения. На преобладание растягивающих результирующих тектонических напряжений при скарноворудном процессе указывает также почти взаимное перпендикулярное пространственное положение крутопадающих скарново-рудных тел. Тектонодеформационные условия скарноворудного процесса характеризуются унаследованностью планов деформации предыдущих периодов дайкообразования, о чём свидетельствует локализация скарново-рудных тел и даек в одних и тех же тектонических элементах структур. Ортоклаз-эпидотовые жилы замещения, наблюдаемые в лежачем боку Главной рудной зоны Алтынтопкана, растянуты по серии сбросовых смесителей, метасоматически залеченных той же минерализацией. В полосчатых скарнах встречаются ксенолиты слоистых известняков, форма и положение которых относительно прилегающих карбонатных пород указывают на сбросовое их отторжение (орт 22, горизонт +1584 м). Деформационные условия внутри рудного периода иллюстрируют сбросовые нарушения жилообразных тел, представленных ранним кварцем с сульфидами (орт 20, горизонт +1584), галенитом и сфалеритом (орт 29, горизонт +1512 м) и др. Все смесители залечены той же минерализацией, амплитуда смещения не более 0,5–1,0 м. На месторождении часто встречаются мелкие (до 0,1–0,2 м) внутрирудные сбросы.

В целом на сбросовой характер тектонических подвижек скарноворудного периода, наряду с другими факторами, указывает увеличение мощностей рудных тел на 80% и более на крутопадающих участках Главной рудной зоны. Участки пересечения отдельных зон мелкой трещиноватости, трещин напластования и других нарушений более крупными рудораспределяющими поперечными разломами, обычно характеризуются интенсивной рудоносностью. В главной рудной зоне такая закономерность прослеживается на участках ортов 3–9, 6–8, 16 и 20 на всех горизонтах рудника. Тектонические условия скарноворудного процесса можно характеризовать по пространственному положению трещинных жил метасоматического замещения. На круговых диаграммах ориентировки жил замещения, построенных для многих сотен замеров [Файзиев и др., 2014], выделяются два сопряжённых почти взаимно

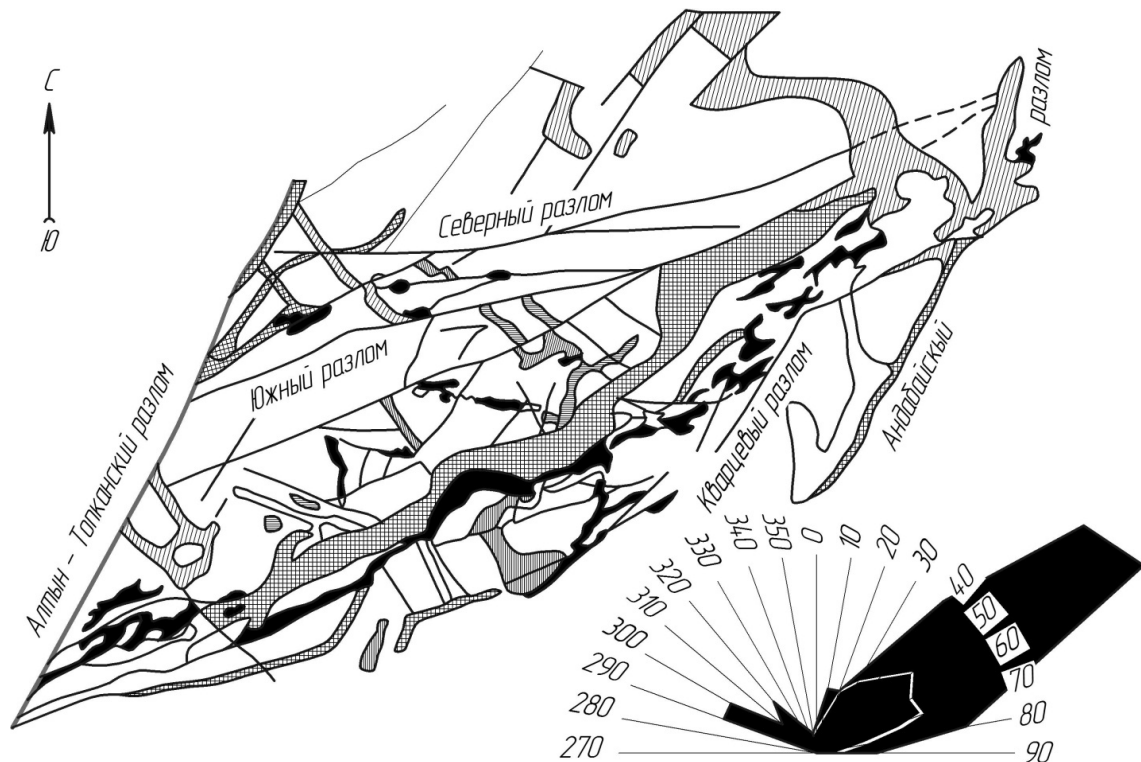


Рис. 2. Схема развития разрывной тектоники Алтынтюпканского месторождения в период развития скарно- и рудообразования

перпендикулярных направлений с максимумами, отвечающими крутопадающим рудным телам и жилам северо-восточного (основная система) и северо-западного простирания (рис. 2). Значительное развитие имеют наклонные жилы северо-восточного простирания, которые почти перпендикулярны общему напластованию осадочных пород. На верхних горизонтах широко проявлены очень пологие разно ориентированные и горизонтальные жилы.

Наши данные о структурных условиях локализации скарново-рудных тел в зоне Приконтактового разлома, а также незначительная интенсивность здесь внутрирудной тектоники противоречат представлениям некоторых исследователей о крупных сдвигах в период рудообразования. Они якобы привели к приоткрыванию искривленных участков Приконтактового разлома и способствовали образованию приоткрытых полостей, вмещающих мощные и богатые рудные тела. Ко времени рудообразования Приконтактовый разлом не был единой зоной, а был разбит на блоки, смещенные поперечными разрывными нарушениями, часто залеченных дайками.

После образования среднетемпературных галенит-сфалеритовых рудных тел проявляются сжимающие деформации. При этом по северо-восточным и (35–45°, угол 70° и 225°, угол 78°) и северо-западным (115°, угол 70° и 315°, угол 80°) нарушениям наблюдаются небольшие смещения руды и четкие борозды сдвигов, отвечающих субмеридиональному плану деформаций. В ортах 15 и 21 некоторые из смещений пересекаются кварц-кальцитовыми жилами. Следовательно, при образовании низкотемпературных гидротермальных кварц-кальцитовых жил преобладали растягивающие тектонические напряжения и происходила локальная разгрузка сжатия, приоткрывание и заполнение трещин материалом жил, что подтверждает: 1) наличие дожилых сбросов, в смесителях которых наблюдается одинаковая с

жилами минерализация, а также сбросов со смесителями, выполненными кальцитом и другими низкотемпературными минералами (барит, флюорит и др.) в оперяющих трещинах (рассечка 16, штольня 7; орт 10); 2) подобием противоположных контактов жил (орт 2, горизонт +1370 м, штольня 7 и др.); 3) пересечением жил разного состава под разными углами (полевой штрек +1584 м); 4) наличием двух взаимно перпендикулярных максимумов – $320\text{--}330^\circ$ ($140\text{--}160^\circ$) и $40\text{--}60^\circ$ ($210\text{--}230^\circ$). Жилы заполнения часто локализуются, унаследовав полости размещения более ранних жил замещения, образовавшихся в условиях растяжения (полевой штрек, орт 4, горизонт +1640 м и др.).

Рассмотренные закономерности тектонических условий рудообразования имели место и на других месторождениях Алтынтюпканского рудного узла. В этом можно убедиться, если проанализировать морфогенетические характеристики рудных тел, приведенные В. А. Королевым [Королев, 1964]. Метасоматические рудные тела, контролируемые сколовыми элементами структур, образовались, в большинстве случаев, в условиях общего или местного растяжения, после локальной разгрузки напряжений. Проявление действия растягивающих и сжимающих деформаций в связи с неодинаковыми тектонофизическими и геологическими условиями происходит на разных участках и направлениях по-разному, что является одной из причин неравномерного пространственного распределения даек и интенсивности оруденения.

Литература

1. Емжуев А. С., Парада С. Г., Столяров В. В., Тарасов В. А. Опыт применения крупномасштабной магнитной съемки при поисках золотого оруденения в восточной части Передового хребта (Кабардино-Балкарская республика) // Геология и геофизика Юга России. 2013. – №3. – С. 3–19.
2. Королев В. А. Морфогенетические типы рудных тел Алтынтюпканского рудного поля и некоторые особенности их размещения // Труды САИГИМС, вып. №4. – 1964. – С. 36–48.
3. Коротких С. А., Ворошилов В. Г. Геолого-структурные критерии локализации золотого и волластонитового оруденения Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) // Известия ТПУ. – 2011. – Т. 319, №1. – С. 58–63.
4. Мальковский В. И., Пэк А. А. Влияние фокусирующих свойств высокопроницаемых разломов на развитие рудообразующих систем // Флюидные потоки в земной коре и мантии. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 104–108.
5. Парада, С. Г., Столяров В. В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырнаузского рудного поля // Вестник Южного научного центра РАН. – 2012. – Т. 8, №2. – С. 33–41.
6. Серебрицкий А. И. К вопросу о соотношениях скарнов и даек в главной рудной зоне месторождения Алтын-Тюпкан (Северный Таджикистан). В сб.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. – Л.: Изд. ЛГУ, 1966. – Вып. 1. – С. 125–133.
7. Симаненко Л. Ф., Раткин В. В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис (Таухинская металлогеническая зона, Сихотэ-Алинь). – М.: Наука, 2008. – 158 с.
8. Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. Учебник для высшей школы. – М.: Академический проект, 2006. – 512 с.

9. Старостин В. И., Соболев Р. Н., Кононов О. В., Юткин А. В. Магматизм и ору-денение Тырнаузского редкометально – полиметаллического центра (Северный Кавказ) // Известия секции наук о Земле РАН. – 1999. – №3. – С.102–116.

10. Файзиев А. Р., Такранов Ф. А., Дзайнуков А. Б., Мутавалиев А. Т. Тектониче-ские условия формирования даек и скарново-рудных тел на месторождении Алтын-топкан (Северный Таджикистан) // Известия академии наук Республики Таджики-стан. Отделение физико-математических, химических, геологических и техниче-ских наук. – 2004. – №4 (157). – С. 90–104.

11. Rowland, J. V., Sibson R.H. Structural controls on hydrothermal flow in asegmented riftsystem, Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Geofluids. – 2004. – V. 4, №4. – P. 259–283.

ORE POTENTIAL AND TECTONIC CONDITIONS OF FORMATION OF SKARN-ORE BODIES IN THE FIELDS OLTINTOPKAN ORE CLUSTER (NORTHERN TAJIKISTAN)

© 2017 A. T. Mutavaliiev

Mining and metallurgical institute of Tadzhikistan, Moscow st., 6, Buston, 735730,
Tadzhikistane-mail: gornyak_0902@mail.ru

The article discusses the ore potential and tectonic conditions of formation of skarn-ore bodies in the fields Oltintopkan ore node (for example Oltintopkan fields).

Keywords: ore-bearing, tectonics, and ore body formation Scarborough bodies, mineralization, polymetallic ore, fault, Oltintopkan.

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
ЮГА РОССИИ
(№1. 2017 г.)**

Подписано в печать 21.03.2017 г. Формат 60×84 1/8.
Усл. печ. лист 14,4. Гарнитура «Times».
Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ №31.

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и средств
массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-63229 от 06 октября 2015 г.**

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

Адрес редакции:
362002, РСО-А, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а
тел. 8 (8672) 764084; факс 8(8672) 764056
e-mail: southgeo@mail.ru
<http://cgiras.ru/southgeo>

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.
362000, г. Владикавказ, пер. Павловский, 3