

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 3 / 2018



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

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 3 / 2018

Владикавказ 2018

Главный редактор

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

Заместитель главного редактора

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

Редакционная коллегия

академик РАН В.А. Бабешко (ЮНЦ РАН)
академик РАН А.Д. Гвишиани (ГЦ РАН)
академик РАН М.Ч. Залиханов (ГУ ВГИ)
академик РАН С.А. Федотов (ИФЗ РАН)
член-корр. РАН Д.Р. Каплунов (ИПКОН РАН)
член-корр. РАН А.В. Николаев (ИФЗ РАН)
член-корр. РАН В.А. Снытко (ИИЕТ РАН)
Ph. D. И.А. Береснев (Ун-т штата Айова, США)
д.г.-м.н., проф. М.Г. Бергер (ГФИ ВНИЦ РАН)
д.т.н. П.Е. Марченко (КБНЦ РАН)
д.т.н., проф. И.Д. Музаев (ГФИ ВНИЦ РАН)
д.г.-м.н., проф. С.Г. Парада (ЮНЦ РАН)
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 ВНИЦ РАН)

Выпускающий редактор

Х.О. Чотчаев (ГФИ ВНИЦ 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

Учредитель:

Владикавказский научный центр РАН

Адрес учредителя:

362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса 22

тел. 8 (8672) 501841

e-mail: vnrcran@yandex.ru

<http://www.vnrcran.ru>

ISSN 2221-3198

Подписной индекс в Объединенном каталоге «Пресса России» – 29119

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

© Геофизический институт ВНИЦ РАН, 2018

© Заалишвили В.Б. (ред.), 2018

Фото на обложке – Джимара (К.С. Харебов)

СОДЕРЖАНИЕ**Бергер М.Г.**

О РОЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ В КОЛКИНСКОЙ КАТАСТРОФЕ 2002 ГОДА 5

**Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.,
Лексин А.Б., Докучаев А.Я.**ВУЛКАНИТЫ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АДАКИТОВ ИЗ
ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО
КРАЕВОГО ПРОГИБА 17**Дещеревский А.В., Идармачев Ш.Г., Идармачев И.Ш.**ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОСАДКОВ НА КАЖУЩЕЕСЯ СОПРОТИВЛЕНИЕ
ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ В РАЙОНЕ ПЛОТИНЫ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС 32**Керимов И.А., Степанова И.Э., Раевский Д.Н.**КОМБИНИРОВАННЫЕ АППРОКСИМАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ
ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ 37**Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Гусейнова А.Ш., Курбанисмаилова А.С.,
Мамаев А.С.**ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ БАЗЫ ДАННЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ПАРАМЕТРОВ АРТЕЗИАНСКИХ СКВАЖИН ТЕРСКО-КУМСКОГО
АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА 51**Парада С.Г.**ОЦЕНКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ОСНОВЕ
ОЦИФРОВКИ И ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ АНАЛОГОВОЙ
АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ НА ПРИМЕРЕ МАЛКА-МУШТИНСКОГО
РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) 64**Широкова В.А., Александровская О.А., Лихачёва Э.А.**ПРОБЛЕМЫ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ И ВОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В АРИДНЫХ
РАЙОНАХ НА ПРИМЕРЕ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО ИЗРАИЛЯ 75**НАШИ ГОСТИ****Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.**УСЛОВИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ В ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ОРОГЕНАХ 94**Ганапатхи Г.П., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В.,
Чандрашекаран С.С.**КАРТИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛА ВОЗМОЖНОГО РАЗЖИЖЕНИЯ
ГРУНТОВ ДЛЯ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ 106**Ганапатхи Г.П., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Свалова В.Б., Николаев А.В.**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ
МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ 116

CONTENS

Berger M.G.

ABOUT THE ROLE OF SEISMOTTECONICS IN THE KOLKA
CATASTROPHE OF 20025

Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Goltsman Yu.V., Oleynikova T.I., Lexin A.B., Dokuchaev A.Ya.

VOLCANITES WITH THE ADAKITE CHARACTERISTICS FROM UPPER
PLIOCENE CROSS SECTIONS OF TERSKO-CASPIAN FOREDEEP DEPRESSION ...17

Desherevsky A.V., Idarmachev S.G., Idarmachev I.S.

EVALUATION OF THE EFFECT OF PRECIPITATION ON THE APPARENT
RESISTIVITY OF ROCKS IN BOREHOLES IN THE DAM AREA OF
CHIRKEY HYDROPOWER STATION32

Kerimov I.A., Stepanova I.E., Raevskiy D.N.

COMBINED APPROXIMATION METHODS FOR SOLVING THE PROBLEMS
OF GRAVITY AND MAGNETIC PROSPECTING37

Mamaev S.A., Ibaev Zh.G., Guseinova A.Sh., Kurbanismailova A.S., Mamaev A.S.

GEOINFORMATIONAL DATABASES OF THE DATA OF
HYDROGEOLOGICAL PARAMETERS OF ARTISIAN WELLS
OF THE TERRY-KUM ARTISIAN BASIN51

Parada S.G.

EVALUATION OF METALLOGENIC FACTORS ON THE BASIS
OF DIGITIZING AND RE-INTERPRETATION OF DATA ANALOG
AEROMAGNETIC IMAGES OF THE EXAMPLE MALKA-MULTINSKOGO
ORE UNIT (NORTH CAUCASUS).....64

Shirokova V.A., Alexandrovskaya O.A., Likhacheva E.A.

PROBLEMS OF WATER RESOURCES AND WATER USE IN ARID REGIONS,
USING THE EXAMPLE OF ANCIENT AND MODERN ISRAEL.....75

OUR GUETS

Giorgobiani T.V., Zakaraia D.P.

CONDITIONS AND POSSIBLE MECHANISMS OF FORMING OF LISTRIC
FAULTS AND THRUST-FOLD OROGENS.....94

Ganapathy G.P., Zaalishvili V.B., Mel'kov D.A., Dzeranov B.V., Chandrasekaran S.S.

MAPPING OF SOIL LIQUEFACTION POTENTIAL SUSCEPTIBILITY FOR
URBAN AREAS106

Ganapathy G.P., Zaalishvili V.B., Mel'kov D.A., Svalova V.B., Nikolaev A.V.

GIS APPROACH GEOSPATIAL APPLICATION FOR SEISMIC
MICROZONATION116

УДК 551.24(234.9)

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16541

О РОЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ В КОЛКИНСКОЙ КАТАСТРОФЕ 2002 ГОДА

© 2018 М.Г. Бергер, д.г.-м.н., проф.

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

Катастрофические события на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. были не сейсмокатастрофой, а носили в их эпицентре совершенно иной, газодинамический, геодинамический характер.

Конечно, проявившиеся на Кавказе землетрясения, особенно наиболее сильные из них, прежде всего, Спитакское (1988 г.), Рачинское (Рача-Джавское) (1991 г.) и Барисахское (1992 г.), мощным сотрясательным воздействием на литосферную среду Казбекской неовулканической области содействовали ускорению глубинных процессов подготовки Колкинской катастрофы, но в эти годы геодинамическая система ледника Колка была еще не готова к газодинамическому выбросу ледника. А в сентябре 2002 года, когда степень готовности этой системы к газодинамическому выбросу была достаточной, сильных землетрясений, способных сотрясательным воздействием на геодинамическую систему ледника Колка инициировать выброс ледника, на Кавказе не было.

С учетом весьма пологого карово-долинного залегания ледника Колка и известных весьма специфических особенностей подготовки, проявления и завершения Колкинской катастрофы 2002 г., сейсмическое воздействие на ледник не могло быть непосредственной причиной этой катастрофы: даже очень сильное сейсмическое воздействие на ледник Колка само по себе не могло обусловить (и, соответственно, не позволяет объяснить) известные особенности Колкинской катастрофы.

Тем не менее, опосредованно, прежде всего, путем влияния на скорость и интенсивность протекания в литосферном субстрате ледника Колка поствулканических процессов генерации и восходящей миграции высоконапорных глубинных природных газов, сейсмические процессы, даже не очень сильные, могли содействовать подготовке, запуску и проявлению газодинамического выброса ледника Колка в 2002 г.

Ключевые слова: ледник Колка, Колкинская катастрофа 2002 г., сейсмостектоника, землетрясения, тектоническое сейсмическое нагнетание, газодинамический выброс ледника.

На пространственно-временных распределениях землетрясений всех энергий за последние годы не выявляется какой-либо аномальной характеристики сейсмичности в период, предшествующий процессам на леднике Колка... Анализ сейсмической обстановки за весь период имеющихся сейсмических материалов с древнейших лет по 2002 г. и детальный анализ динамики сейсмичности не позволяют, по нашим оценкам, указать конкретное землетрясение, которое можно было бы считать ответственным за начало процесса в Геналдонском ущелье.

А.А. Годзиковская, А.Г. Бугаевский, И.П. Габсатарова

Катастрофические события на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. были не сейсмокатастрофой, а носили в их эпицентре совершенно иной, газодинамический, геодинамический характер [Бергер, 2007б].

Конечно, в соответствии с представлениями У. Файфа и др. [1981, с. 350 и далее], проявившиеся на Кавказе землетрясения, особенно наиболее сильные из них, прежде всего, Спитакское (1988 г.), Рачинское (Рача-Джавское) (1991 г.) и Барисахское (1992 г.), содействовали ускорению глубинных процессов подготовки Колкинской катастрофы, но в эти годы геодинамическая система ледника Колка была еще не готова к газодинамическому выбросу ледника. А в сентябре 2002 года, когда степень готовности этой системы к газодинамическому выбросу была достаточной, сильных землетрясений, способных сотрясательным воздействием на геодинамическую систему ледника Колка инициировать выброс ледника, на Кавказе не было.

К сказанному можно добавить, что отсутствие проявления значительного сейсмотектонического воздействия на земную кору в районе ледника Колка непосредственно перед катастрофой и отсутствие гигантских единовременных обвалов с г. Джимарайхох на ледник Колка и катастрофических выбросов этого ледника, подобных выбросу 2002 г., при проявлении такого воздействия во время Барисахского и Рачинского, а также более ранних Кавказских землетрясений большой силы, не только указывают на несейсмическую природу Колкинской катастрофы 2002 г., но и являются одним из оснований для сомнения в самой возможности гигантского единовременного обвала с г. Джимарайхох на ледник Колка в 2002 г. Впрочем, проявление такого обвала на ледник Колка не только не подтверждается, но и полностью опровергается имеющимися фактическими данными.

С учетом важнейших индикаторных параметров геодинамического состояния земной коры литосферных геофизических полей [Николаев, 2003], прежде всего, сейсмической активности, характера и амплитуды новейших тектонических движений и величины теплового потока, Казбекско-Джимарайский район, в пределах которого расположен ледник Колка, принадлежит к числу геодинамически наиболее активных районов Кавказа. При этом с высокими значениями отмеченных и других количественных геолого-геофизических параметров эндогенной геодинамической активности литосферы в данном районе естественным образом сочетается исключительно высокая экзогенная геодинамическая активность, выраженная в чрезвычайно широком распространении и исключительно сильном, иногда катастрофическом уровне проявляющихся здесь обвальных, лавинных, оползневых, селевых и других процессов.

В рамках обширного Казбекско-Джимарайского района ледника Колка, по имеющимся данным, суммированным, в частности, Е.А. Рогожиным, ничем особенно примечательным в сейсмотектоническом отношении не выделяется, разве что тем, что является районом сравнительного сейсмотектонического затишья.

Кроме того, как установили Е.А. Рогожин и др. [2004], период повторяемости сильных землетрясений в северной части Казбекско-Джимарайского района, где расположен ледник Колка, составляет от 500 до 1500 лет, тогда как катастрофические пульсации этого ледника в известной истории его развития происходили с интервалом 100-150 лет [Бергер, 2007а] (причем другие ледники данного района во время катастрофических пульсаций ледника Колка в 1752, 1902 и 2002 гг. сохраняли устойчивость).

Уже одно это не позволяет рассматривать сейсмотектоническое воздействие на ледник Колка в качестве причины его катастрофических пульсаций.

Вообще же, сейсмоустойчивость горных ледников не является абсолютной. Например, сильное землетрясение (с магнитудой 7,9), происшедшее 14.11.2001 г. в

горах Восточного Куньлуня (Северный Тибет), имело явные гляциодинамические последствия: под его воздействием в шести ледниках возникли трещины и произошли обвально-лавиновые сходы ледяных масс, имевшие следующие параметры: дальность схода (расстояние смещения) 550-2100 м, мощность смещенного льда 0,15–4 млн. м³, скорость смещения 3-21 м/с [Van der Woerd et al., 2004]. Эти параметры, однако, существенно отличаются от параметров катастрофической пульсации («схода») ледника Колка 2002 г.

* * *

Сейсмические явления (наряду с обвально-ударными, хронологически и генетически нередко связанные с сейсмическими, когерентные им) являются наиболее простым, так сказать, «лежащим на поверхности» объяснением причин проявления ледниковых пульсаций. Именно поэтому такое объяснение явилось одним из первых, наиболее ранних, и продолжает оставаться одним из наиболее распространенных, «дежурных» объяснений подобных событий. За длительное время отношение к такому объяснению причин этих событий существенно менялось и в настоящее время, наряду со сторонниками подобных представлений, существуют и их противники. Все это касается и представлений о роли землетрясений в катастрофической пульсации ледника Колка 2002 года (а также других пульсаций этого ледника).

В оценке роли сейсмо тектоники в подготовке и проявлении гигантской природной катастрофы на леднике Колка (в ее эпицентре, очаге поражения) и в Геналдонском ущелье (зоне поражения) 2002 г., как и во многом принципиально сходной с ней, хотя и менее масштабной, катастрофы 1902 г., существуют самые различные, в том числе диаметрально противоположные, точки зрения – от признания ее главной или даже единственной причиной этих катастроф до полного отрицания какой-либо причастности ее к этим событиям.

При всей кажущейся простоте сейсмологического объяснения землетрясения не позволяют объяснить целый ряд весьма существенных моментов в проявлении ледниковых пульсаций, в частности:

существенные различия в протекании различных пульсаций, их гетеротипию [Бергер, 2008, с. 49 и далее];

механизм связи между землетрясениями и особенностями протекания пульсаций;

наличие и особенности длительного этапа подготовки ледниковых пульсаций, проявление многочисленных и разнообразных по характеру их предвестников, в том числе долгосрочных, включая такие, которые трудно связать с синхронизированной по времени (когерентной) подготовкой землетрясения;

проявление пульсаций одного и того же ледника при относительном сейсмическом затишье и стабильное состояние того же ледника в условиях сильного сейсмического воздействия на него;

проявление пульсаций одних ледников при стабильном состоянии других, в районе которых сила сейсмических толчков была такой же или большей.

Тем не менее, в некоторых случаях нельзя или трудно отрицать возможную связь между землетрясениями и теми или иными событиями на ледниках и в приледниковой зоне, происходящими сразу же после землетрясений или с некоторым запаздыванием (см., например, [Авдеев и др., 1989]).

Можно полагать, что землетрясения могут играть роль триггеров (спусковых,

запускающих механизмов) ледниковых пульсаций, толчков к их запуску в тех случаях, когда ледник достаточно подготовлен к пульсации действием иных (не сейсмотектонических или не только сейсмотектонических) природных факторов. Если же подготовка пульсации ледника далека от завершения, даже сильное сейсмическое воздействие на ледник зачастую не приводит к существенным изменениям его состояния.

Именно в плане выявления триггерного механизма, запустившего газодинамический выброс ледника Колка, но не в плане выявления причин этого катастрофического события, определивших весьма специфические особенности его подготовки и протекания, могут рассматриваться многочисленные предположения о существенной роли в Колкинской катастрофе сейсмичности, обвалов и некоторых других событий, предшествующих этой катастрофе.

В частности, как известно, в целях контролируемого (и, соответственно, не опасного) превентивного инициирования газодинамических выбросов в шахтных условиях (на какое-то время исключая спонтанное, самопроизвольное проявление) одно время часто использовалось сотрясательное взрывание (проводимое, естественно, в отсутствие людей в выработках).

Это, однако, не означает, что причиной газодинамических выбросов ледников является сотрясательный фактор, сотрясательное воздействие на земную кору. Действие сотрясательного фактора (и принципиально идентичного ему в геомеханическом отношении природного сейсмического, сейсмоударного фактора) – не более чем спусковой, запускающий механизм газодинамического выброса, обусловленного действием совершенно иных факторов, иных причин. И недаром после газодинамического выброса, искусственно спровоцированного сотрясательным взрыванием, последующие работы, в том числе взрывные, на этих же пластах к газодинамическим выбросам обычно не приводят (в течение некоторого времени).

Таким образом, действие сейсмического фактора само по себе недостаточно для того, чтобы проявился газодинамический выброс. Сейсмическое воздействие может инициировать, запустить газодинамический выброс только в том случае, если этот выброс в достаточной мере подготовлен действием иных факторов, прежде всего, газового.

Вместе с тем, даже в тех случаях, когда землетрясение не приводит к развязыванию (запуску) ледниковой пульсации того или иного типа, сейсмические события (сильные или даже слабые землетрясения, сейсмическая вибрация) не проходят бесследно для ледников (особенно динамически неустойчивых, развивающихся в сильно неравновесных условиях), хотя следы их воздействия в таких случаях обычно не очевидны и их трудно вычленивать, отделить от результатов других испытываемых ледниками воздействий. В подобных случаях землетрясения могут быть стимуляторами подготовки ледниковых пульсаций (в том числе катастрофических), катализаторами (ускорителями), приближающими их проявление. Сейсмическое, в том числе сейсмовибрационное, стимулирование процессов миграции флюидов в трещиноватых коллекторах получило недавно дополнительное экспериментальное подтверждение [Кочарян и др., 2004; Лукьянов и др., 1987].

Можно полагать, в частности, что сейсмическая активность в Казбекско-Джигарайском районе, причем не только в 2002 г., но и ранее, содействовала дилатационному зарождению, возникновению и прорастанию трещин в горных породах (в том числе увеличению зияния трещин), повышению проницаемости пород литос-

ферного субстрата ледника Колка, повышению интенсивности восходящей миграции природных газов (в том числе вследствие действия процессов сейсмического нагнетания [Файф и др., 1981] – см. ниже), снижению прочности и связности горных пород и тем самым содействовала подготовке и приближению сроков проявления газодинамического выброса ледника.

(Приходится обратить внимание на существование в литературе трех несколько различающихся по форме в их аффиксальной части равнозначных терминов «дилатансионный», «дилатансный» и «дилатантный». Автор предпочитает первый из них как наиболее строго соответствующий исходному для них термину «дилатансия», производными от которого они являются. Однако при цитировании сохраняет написание, принятое в первоисточнике.)

Сопоставление дат документально зафиксированных в историческую эпоху пульсаций ледника Колка (а также с некоторым основанием предполагаемых [Бергер, 2008, с. 180–191] более ранних пульсаций этого ледника) с датами наиболее сильных землетрясений, проявившихся на Кавказе и в Предкавказье в течение этого времени [Царев, 1998; Новый каталог..., 1977], указывает на отсутствие близкой связи между ними. Это ставит под сомнение распространенную точку зрения о ведущем значении сейсмотектоники в подготовке и проявлении пульсаций ледника Колка, в том числе, катастрофических.

Тем не менее, происходящие в данном районе весьма интенсивные тектонические движения различного характера, структурно-тектоническое положение ледника Колка в зоне пересечения Восточно-Джигмарайского активного разлома [Бергер, 2006, 2007б] и Сырху-Барзондского глубинного разлома, представляющего собой непосредственное восточное продолжение глубинных разломов субширотной сейсмофокальной зоны Главного надвига Центрального Кавказа, наличие в районе ледника и сопредельных с ним районах Казбекской неовулканической области Казбекско-Цхинвальского глубинного разлома, Геналдонского безамплитудного разлома [Растворова, 1973; и др.], а также других активных разломов различной ориентировки и глубинности и связанных с ними поверхностных и близповерхностных трещинно-разрывных зон повышенной проницаемости (и, в целом, повышенной чувствительности) земной коры позволяют с достаточным основанием полагать, что на длительном (продолжительностью в 100 лет – со времени предыдущей Колкинской катастрофы в июле 1902 г.) этапе подготовки Колкинской катастрофы 2002 г. сейсмотектонические условия играли немаловажную роль. Как можно полагать, повышенная сейсмотектоническая активность данного района и, в целом, Казбекской области способствовала, в частности, проявлению процессов генерации (выделения в свободную фазу), восходящей миграции и поступления в верхние горизонты земной коры, в том числе в подледниковое пространство ледника Колка, наряду с другими флюидами, высоконапорных глубинных природных газов преимущественно поствулканического, а также постмагматического (связанного с распространенными в Казбекско-Джигмарайском и сопредельных районах субвулканическими неинтрузиями) генезиса.

Проявившиеся же (судя, в частности, по ощущениям местных жителей селения Джигмара) на этапе запуска Колкинской катастрофы и непосредственно предшествовавшем ему последнем краткосрочном (примерно около суток и менее) этапе ее подготовки сейсмические события типа ударов и вибрации («дрожания») земной поверхности (а также различные по характеру сейсмоакустические явления), в

противоположность некоторым утверждениям, не имели глубинной тектонической природы и не вызвали Колкинскую катастрофу, а, наоборот, были вызваны газодинамическими процессами ее подготовки и запуска, исключительно сильным воздействием этих процессов на литосферную среду. Для очень сильного горного удара, проявившегося на леднике Колка примерно за 18 часов до катастрофического взрывоподобного газодинамического выброса ледника, это было показано автором ранее [Бергер, 2007б, с. 38–42]. При соответствующем мониторинге эти события могли бы служить весьма характерными предупредительными сигналами (предвестниками) приближения и развязывания этой катастрофы.

* * *

В связи с катастрофой 2002 г. на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, аномальными геологическими событиями этого года в данном районе и предпринимаемыми усилиями по их объяснению многие исследователи выдвинули версию о тектоно-магматической (неотектонической, сейсмотектонической, вулканической) активизации в Казбекско-Джимарайском районе.

Между тем, почти нигде за пределами ледника Колка и его правого питающего борта (северного склона г. Джимарайхох и ее восточных отрогов) эта активизация в ходе подготовки Колкинской катастрофы не проявилась.

Таким образом, речь может идти лишь о весьма кратковременной локальной активизации некоторых эндогенных процессов, ограниченной по площади, в основном, ледником Колка и областью его питания, а по времени – примерно двумя-тремя месяцами, в течение которых происходили, в основном, подготовка и проявление пароксизмального газодинамического выброса ледника Колка.

Некоторая непродолжительная *тектоническая* (и *сейсмотектоническая*) локальная активизация в данном районе в это время несомненна, но она не могла быть причиной пароксизмального взрывоподобного выброса ледника Колка.

О *магматической* же активизации в собственном смысле этого слова в Казбекско-Джимарайском районе (и, в целом, в Казбекской неовулканической области) вообще не может идти речь – никаких проявлений магматизма в современную геологическую эпоху в этом районе нет. Нет и каких-либо реальных предпосылок для этого [Заалишвили и др., 2015; Бергер, 2008, с. 70 и далее]. Как было подчеркнуто [Бергер, 2007б, с. 161], в современную геологическую эпоху этот район *амагматичен* и представляет собой часть обширной области проявления лишь *поствулканической* (газовой и гидротермальной) деятельности, которая может протекать как относительно спокойно (но, разумеется, с теми или иными флуктуациями интенсивности), так и пароксизмами (последнее особенно характерно именно для *газовой* поствулканической деятельности). Проявлением одного из таких пароксизмов и является катастрофический взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г.

При анализе сейсмотектонической обстановки в Казбекско-Джимарайском районе и определении ее возможной роли в Колкинской катастрофе 2002 г. иногда обращают внимание на проявление Рачинского (1991 г.) и Барисахского (1992 г.) сильных землетрясений [Годзиковская и др., 2004].

Из немногочисленных отрывочных наблюдений известно, однако, что состояние ледника Колка в этот период и в течение длительного времени (около 10 лет) в последующем было вполне стабильным и внешне пассивным; динамическая си-

стема ледника в своем развитии, очевидно, была еще весьма далека от каких-либо внешних проявлений признаков активизации.

Нельзя исключить, тем не менее, что отмеченные сильные (высокоэнергетичные) сейсмические события, учитывая размер и характер геодинамической системы ледника Колка, прежде всего, ее эндогеодинамической подсистемы [Бергер, 2008, с. 10 и далее], и, безусловно, эндогенный характер Колкинской катастрофы и глубинные газодинамические условия ее подготовки, могли содействовать ускорению развития этой неравновесной динамически неустойчивой системы и даже влиять на определение направления ее развития с учетом установленного [Бергер, 2007а, с. 67 и др.] его бифуркационного характера.

В указанном смысле с достаточным основанием можно полагать, что процессы подготовки, предшествовавшие катастрофической пульсации ледника Колка 2002 года, и сама эта катастрофа в значительной степени были ускорены Спитакским (1988 г.), Рачинским (Рача-Джавским), Барисахским и другими землетрясениями, а также менее сильной сейсмической (сейсмоударной и сейсмовибрационной) деятельностью, с той или иной интенсивностью ощущавшейся в районе ледника Колка.

Все эти процессы, разумеется, не вызвали катастрофу на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, не были причиной газодинамического выброса ледника. Вполне вероятно, однако, что это неоднократно происходившее аномально интенсивное сейсмическое воздействие на глубинные зоны земной коры Казбекско-Джигмарайского района, в пределах которого расположены ледник Колка и включающая этот ледник геодинамическая система [Бергер, 2008], как было отмечено выше, в немалой степени содействовали приближению газодинамического выброса ледника, ускоряя продвижение концентрированных потоков высоконапорных глубинных поствулканических газов к земной поверхности, в частности, непосредственно под ледник Колка.

Такое ускоренное продвижение поствулканических газов в область пониженного давления в данном случае могло быть результатом сейсмического нагнетания, являющегося одним из механизмов действия более общего эффекта, известного под названием «тектонического (или дилатансного нагнетания)» [Файф и др., 1981].

Именно действием этого эффекта на основе дилатансной флюидно-диффузионной модели объясняется пульсационное продвижение глубинных флюидов вдоль зон разломов и вблизи от них [Файф и др., 1981, с. 350 и далее].

Вполне возможно, что именно это явилось одной из главных причин, обусловивших значительное уменьшение интервала времени между газодинамическим выбросом ледника Колка 20 сентября 2002 г. и предшествовавшим аналогичным по характеру проявления сдвоенным выбросом 3 и 6 июля 1902 г. до 100 лет, тогда как предыдущий временной интервал между подобными катастрофами на леднике Колка и в Геналдонском ущелье составлял 150 лет (1752–1902 гг.) [Бергер, 2007а].

Обращает на себя внимание, что У. Файф, Н. Прайс и А. Томпсон [1981], детально разработавшие вопросы механизма атектонического протекания флюидодинамических процессов в земной коре, вместе с тем, указали (вслед за Р. Сибсоном и рядом других авторов [Sibson et al., 1975; и др.]) на важную роль механизма тектонического нагнетания в ходе протекания флюидодинамических процессов в трещинно-разрывных зонах разломов в условиях сейсмической активности. Большое значение действия этого механизма при функционировании пульсирующих (пуль-

сационно продвигающихся) потоков высоконапорных глубинных природных газов в ходе длительной подготовки газодинамических выбросов ледника Колка, всегда протекающей в обычных для Казбекско-Джигарайского района условиях повышенной сейсмической активности, не вызывает сомнений.

Учет воздействия сеймотектонических факторов на протекающие в районе ледника Колка газодинамические процессы может оказаться существенным и в будущем при оценке вероятности проявления очередной катастрофической пульсации (газодинамического выброса) этого ледника в каждый данный момент времени.

В связи с установленной [Бергер, 2007б] газодинамической поствулканической природой катастрофических пульсаций ледника Колка, основными природными факторами, которые необходимо учитывать при прогнозировании времени проявления этих пульсаций, являются: 1) интенсивность продуцирования (выделения, генерации) высоконапорных глубинных поствулканических газов в глубоких горизонтах литосферного субстрата ледника Колка и 2) интенсивность восходящей концентрированной (струйной) миграции этих газов непосредственно под ледник Колка (захватывающей, по опыту катастрофы 2002 г., и приледниковую зону правого борта ледника).

При этом интенсивность отмеченных процессов определяется для времени, прошедшего с момента последнего пароксизмального газодинамического выброса ледника Колка.

При отсутствии значительных сеймотектонических воздействий на протекающие в литосферном субстрате ледника Колка поствулканические процессы, в частности, процессы выделения и миграции поствулканических газов, либо при относительной равномерности этих воздействий в течение длительных промежутков времени обе эти величины в многолетнем усреднении можно считать постоянными.

В действительности, однако, сеймотектонические процессы в течение различных промежутков времени оказывают резко неравномерное воздействие на интенсивность протекания отмеченных поствулканических процессов.

При усилении сеймовибрационного и сейсмоударного воздействия на литосферу Казбекской неовулканической области, проявляющегося, в частности, в форме стимулирования процессов газовыделения, концентрации выделившихся газов в гидродинамически сосредоточенные потоки и тектонического (сеймотектонического) нагнетания при движении потоков поствулканических газов, скорости протекания и другие параметры отмеченных процессов возрастают. Соответственно, это приближает проявление газодинамического выброса ледника Колка.

С учетом изложенного, актуальное значение приобретает разработка интегральных показателей сейсмической активности как критериев при определении величины сеймотектонического воздействия, испытанного литосферным субстратом ледника Колка в течение определенного промежутка времени.

Изложенные представления примерно соответствуют существующему понятию *накопленной сейсмичности*. Речь идет лишь о разработке ее количественных показателей, которые, как можно полагать, могут быть показателями степени готовности геодинамической системы ледника Колка к газодинамическому выбросу ледника с учетом достаточно вероятной зависимости от величины накопленной сейсмичности определяющих эту готовность протекающих в этой системе поствулканических процессов выделения и миграции природных газов, под давлением которых происходят повторяющиеся газодинамические выбросы ледника.

* * *

Кратко резюмируя изложенное выше, отметим следующее.

С учетом весьма пологого карово-долинного залегания ледника Колка и известных весьма специфических особенностей подготовки, проявления и завершения Колкинской катастрофы 2002 г. [Бергер, 2007б и др.], сейсмическое воздействие на ледник не могло быть непосредственной причиной этой катастрофы: даже очень сильное сейсмическое воздействие на ледник Колка само по себе не могло обусловить (и, соответственно, не позволяет объяснить) известные особенности Колкинской катастрофы.

Тем не менее, опосредованно, прежде всего, путем влияния на скорость и интенсивность протекания в литосферном субстрате ледника Колка поствулканических процессов генерации и восходящей миграции высоконапорных глубинных природных газов, сейсмические процессы, даже не очень сильные, могли содействовать подготовке, запуску и проявлению газодинамического выброса ледника Колка в 2002 г.

Что же касается получивших распространение на первом этапе исследований Колкинской катастрофы представлений, согласно которым сеймотектонические процессы якобы были причиной гигантского обвала с г. Джимарайхох на ледник Колка, а этот обвал якобы был причиной Колкинской катастрофы (выбил ледник Колка из его вместилища, добросил его до Скалистого хребта и сам улетел вместе с ним более чем на 15 км), то еще более десяти лет назад имелись все основания утверждать, что «эти представления, выдаваемые за коллективные "окончательные выводы" о причинах катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, давно и окончательно документально опровергнуты и должны быть отброшены специалистами как совершенно несостоятельные» [Бергер, 2007б, с. 108]; причины Колкинской катастрофы не обвального-ударного, никакого гигантского обвала 20 сентября 2002 г. на ледник Колка не было и не могло быть и сеймотектоника здесь ни при чем.

Литература

1. Авдеев В.А., Нартов С.В., Балжинням И., Монхоо Д., Эрдэнбилэг Б. Цамбагаравское землетрясение 23 июля 1988 г. (Западная Монголия) // Геология и геофизика. – 1989. – №11. – С. 118–124.
2. Бергер М.Г. Газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2006. – Т. 6. №2. – С. 33–37.
3. Бергер М.Г. Три гляциодинамические подвижки и четыре газодинамических выброса ледника Колка. Малоизвестные страницы и дискуссионные вопросы истории развития пульсирующего ледника. – М.: КомКнига, 2007а. – 120 с.
4. Бергер М.Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 г. – внезапный газодинамический выброс ледника. – М.: Изд-во ЛКИ, 2007б. – 248 с.
5. Бергер М.Г. Геодинамическая система ледника Колка и вопросы прогнозирования и регулирования ее развития. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – 264 с.
6. Годзиковская А.А., Бугаевский А.Г., Габсатарова И.П. Сейсмологическая составляющая в катастрофическом движении ледника Колка // URL: <http://zeus.wdcb.ru/sep/kolka/index.ru.html>. lastrevision.November, 11, 2004.

7. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Шемпелев А.Г. Особенности геофизических полей над вулканическими постройками Северного Кавказа // Вулканоология и сейсмология. – 2015. – №5. – С. 50–56.
8. Кочарян Г.Г., Бенедик А.Л., Костюченко В.Н., Павлов Д.В., Перник Л.М., Свинцов И.С. Опыт воздействия на трещиноватый коллектор низкоамплитудными сейсмическими колебаниями // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2004. – №4. – С. 367–377.
9. Лукьянов А.В., Быкова Ю.М., Зиньков В.В. Распределение давлений во флюиде, мигрирующем через слоистую толщу. Моделирование // Изучение тектонических деформаций. – М.: Геол. Ин-т АН СССР, 1987. – С. 137–158.
10. Николаев В.А. Геодинамическое районирование литосферы Кавказа по геофизическим полям // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссийского совещания «Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность». Иркутск, 26–29 августа 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал ГЕО, 2003. – С. 402–404.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
12. Растворова В.А. Формирование рельефа гор (на примере Горной Осетии). – М.: Наука, 1973. – 144 с.
13. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов А.В., Бурканов Е.Е. О соотношении проявлений землетрясений, вулканизма и катастрофических пульсаций ледников Северной Осетии в голоцене // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2004. – Т. 4. №3. – С. 41–50.
14. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
15. Царев П.В. Влияние сейсмичности на устойчивость геологической среды горных территорий // Тезисы докладов участников III Международной конференции «Устойчивое развитие горных территорий». Владикавказ, 21–26 сентября 1988 г. – Владикавказ. – 1988. – С. 737–739.
16. Sibson R.H., McMoore J., Rankin R.H. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism // Journ. Geol. Soc. London. – 1975. – Vol. 131. – Pp. 653–659.
17. Van der Woerd Jerome, Owen Levis A., Tapponnier Paul, Xiwei Xu, Kervyn François, Finkel Robert C., Barnard Patrick L. Giant ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the Eastern Kunlun Shan, Northern Tibet. Characteristics, nature and dynamics // Geol. Soc. Amer. Bull. – 2004. – V. 116. N 3-4.

ABOUT THE ROLE OF SEISMOTECTONICS IN THE KOLKA CATASTROPHE OF 2002

© 2018 M.G. Berger, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof.

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

The catastrophic events on the Kolka Glacier and Genaldon Gorge on September 20, 2002 were not seismic catastrophe, but had an entirely different, gas dynamic, geodynamic character in their epicenter.

Of course, the earthquakes in the Caucasus, especially the strongest ones, first of all Spitak (1988), Racha (Racha-Javskoe) (1991) and Barisakho (1992), by a powerful shaking impact on the lithosphere environment of the Kazbek neovolcanic region facilitated the acceleration of the deep processes of preparation for the Kolka disaster, but in those years the geodynamic system of the Kolka glacier was not yet ready for the gas-dynamic outburst of the glacier. And in September 2002, when the degree of readiness of this system to gas-dynamic outburst was sufficient, strong earthquakes capable to initiate the glacier outburst by shaking the geodynamic system of the Kolka glacier, were not in the Caucasus.

Given the very gently sloping valley of the Kolka glacier and the very specific features of the preparation, occurrence and completion of the Kolka disaster of 2002, the seismic impact on the glacier could not have been the direct cause of this catastrophe: even a very strong seismic impact on the Kolka glacier itself could not stipulate (and, accordingly, does not allow to explain) the known features of the Kolka disaster.

Nevertheless, indirectly, primarily by influencing the speed and intensity of the volcanic processes of generation and upward migration of high-pressure deep natural gases in the lithosphere substrate of the Kolka Glacier, seismic processes, even if not very strong, could contribute to the preparation, launch and occurrence of gas-dynamic outburst of the Kolka glacier in 2002

Keywords: Kolka glacier, Kolka catastrophe in 2002, seismotectonics, earthquakes, tectonic seismic injection, gas-dynamic outburst of the glacier.

References

1. Avdeev V.A., Nartov S.V., Balzhinnjam I., Monhoo D., Jerdjenbiljeg B. Cambagaravskoe zemletrjasenie 23 ijulja 1988 g. (Zapadnaja Mongolija) [Tsambagarava earthquake July 23, 1988 (Western Mongolia)]. *Geologija i geofizika*. 1989. No.11. Pp. 118–124. (in Russian)
2. Berger M.G. Gazodinamicheskij vybros lednika Kolka 20 sentjabrja 2002 g. [The gas dynamic outburst of the Kolka Glacier on September 20, 2002]. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo centra RAN i RSO-A*. 2006. Vol. 6. No.2. Pp. 33–37. (in Russian)
3. Berger M.G. Tri gljaciodinamicheskie podvizhki i chetyre gazodinamicheskikh vybrosa lednika Kolka. Maloizvestnye stranicy i diskussionnye voprosy istorii razvitija pul'siruju-shhego lednika. [Three glaciodynamic movements and four gas-dynamic outbursts of the Kolka glacier. Little-known pages and discussion questions of the history of development of the pulsating glacier]. M. KomKniga, 2007a. 120 p. (in Russian)
4. Berger M.G. Lednik Kolka: Katastrofa 20 sentjabrja 2002 g. – vnezapnyj gazodinamicheskiy vybros lednika. [Catastrophe of September 20, 2002 – a sudden gas-dynamic outburst of the glacier]. M.: Izd-vo LKI, 2007b. 248 p. (in Russian)
5. Berger M.G. Geodinamicheskaja sistema lednika Kolka i voprosy prognozirovanija i re-gulirovanija ee razvitija [The geodynamic system of the Kolka glacier and the problems of prognosis and its regulating development]. M. Izd-vo LKI, 2008. 264 p. (in Russian)
6. Godzikovskaja A.A., Bugaevskij A.G., Gabsatarova I.P. Sejsmologicheskaja sostavljajushhaja v katastroficheskom dvizhenii lednika Kolka [Seismological component in the catastrophic movement of the Kolka glacier]. URL: <http://zeus.wdcb.ru/sep/kolka/index.ru.html.lastrevisio.November,11,2004>. (in Russian)
7. Zaalishvili V.B., Nevskaja N.I., Nevskij L.N., Shempelev A.G. Osobennosti geofizicheskikh polej nad vulkanicheskimi postrojkami Severnogo Kavkaza [Features of geophysical fields over volcanic structures of the North Caucasus]. *Vulkanologija i sejsmologija*. 2015. No.5. Pp. 50–56. (in Russian)

8. Kocharjan G.G., Benedik A.L., Kostjuchenko V.N., Pavlov D.V., Pernik L.M., Svincov I.S. Opyt vozdeystvija na treshhinovatyj kollektor nizkoamplitudnymi sejsmicheskimi kolebanijami [The experience of influencing the fractured reservoir by low-amplitude seismic vibrations]. *Geojekologija, inzhenernaja geologija, gidrogeologija, geokriologija*. 2004. No.4. Pp. 367–377. (in Russian)

9. Luk'janov A.V., Bykova Ju.M., Zin'kov V.V. Raspredelenie davlenij vo fljuide, migri-rujushhem cherez sloistuju tolshhu. Modelirovanie [The distribution of pressures in a fluid migrating through a layered stratum. Modeling]. *Izuchenie tektonicheskikh deformatsij*. M. Geol. In-t AN SSSR, 1987. Pp. 137–158. (in Russian)

10. Nikolaev V.A. Geodinamicheskoe rajonirovanie litosfery Kavkaza po geofizicheskim poljam [Geodynamic zoning of the lithosphere of the Caucasus by geophysical fields]. *Naprjazhenno-deformirovanoe sostojanie i sejsmichnost' litosfery: Trudy Vserossij-skogo soveshhanija "Naprjazhennoe sostojanie litosfery, ee deformatsija i sejsmichnost'"*. Irkutsk, 26–29 avgusta 2003 g. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. Filial GEO, 2003. Pp. 402–404. (in Russian)

11. Novyj katalog sil'nyh zemletrjasenij na territorii SSSR s drevnejshih vremen do 1975 g. [A new catalog of strong earthquakes on the territory of the USSR from ancient times to 1975]. Pod red. N.V. Kondorskoj, N.V. Shebalina. M. Nauka, 1977. 535 p. (in Russian)

12. Rastvorova V.A. Formirovanie rel'efa gor (na primere Gornoj Osetii). [Formation of the relief of mountains (on the example of Mountainous Ossetia)]. M. Nauka, 1973. 144 p. (in Russian)

13. Rogozhin E.A., Gurbanov A.G., Marahanov A.V., Ovsjuchenko A.N., Spiridonov A.V., Burkanov E.E. O sootnoshenii projavlenij zemletrjasenij, vulkanizma i katastroficheskikh pul'sacij lednikov Severnoj Osetii v golocene [On the correlation of earthquakes occurrences, volcanism and catastrophic pulsations of glaciers in North Ossetia in the Holocene]. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo centra RAN i RSO-A*. 2004. Vol. 4. No.3. Pp. 41–50. (in Russian)

14. Fajf U., Prajs N., Tompson A. Fljuidy v zemnoj kore. [Fluids in the Earth's crust]. – M.: Mir, 1981. 436 p. (in Russian)

15. Tsarev P.V. Vlijanie sejsmichnosti na ustojchivost' geologicheskoy sredy gornyh territorij [The influence of seismicity on the stability of the geological environment of mountain areas]. *Tezisy dokladov uchastnikov III Mezhdunarodnoj konferencii «Ustojchivoe razvitie gornyh territorij»*. Vladikavkaz, 21–26 sentjabrja 1988 g. Vladikavkaz. 1988. Pp. 737–739. (in Russian)

16. Sibson R.H., McMoore J., Rankin R.H. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism // *Journ. Geol. Soc. London*. – 1975. – Vol. 131. – Pp. 653–659.

17. Van der Woerd Jerome, Owen Levis A., Tapponnier Paul, Xiwei Xu, Kervyn François, Finkel Robert C., Barnard Patrick L. Giant ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the Eastern Kunlun Shan, Northern Tibet. Characteristics, nature and dynamics // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 2004. – V. 116. N 3-4.

УДК 552.32

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16542

ВУЛКАНИТЫ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АДАКИТОВ ИЗ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

© 2018 В.М. Газеев^{1,2}, к.г.-м.н., А.Г. Гурбанов^{1,2}, к.г.-м.н.,
Ю.В. Гольцман¹, к.г.-м.н., Т.И. Олейникова¹,
А.Б. Лексин¹, А.Я. Докучаев¹, к.г.-м.н.

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

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

В Осетинской впадине, Терско-Каспийского краевого прогиба, в разрезе акчагыл-апшеронских отложений залегает толща, содержащая большое количество переотложенного вулканического материала. Проведено петрографическое и геохимическое изучение этих вулканинтов. Приведены результаты *RFA*, *ICP-MS*, изотопного (*Rb*, *Sr*, *Sm*, *Nd*) анализа пород. Показано, что вулканинты обладают адакитоподобными характеристиками. Рассмотрены вопросы потенциальной рудоносности этих пород. Сделано предположение о том, что зоны вторичных изменений (пропилитизации) в пределах вулканических аппаратов, служивших источником сноса вулканического материала, могут содержать золото-серебрянное с висмутом оруденение.

Ключевые слова: Терско-Каспийский крайовой прогиб, вулканинты, петрография, геохимия, геодинамические реконструкции, потенциальная рудоносность.

Краткая геология Терско-Каспийского краевого прогиба и свиты Рухс-Дзуар

Терско-Каспийский крайовой прогиб (ТККП) расположен в восточном Предкавказье и как самостоятельная геологическая структура развивается с тарханско-конского времени (17,4–12,8 млн. лет назад). На северо-западе он граничит с эпипалеозойской Скифской плитой, на западе – обрамляется Минераловодским выступом, на юге – складчатым сооружением Большого Кавказа (БК). Поверхность палеозойского фундамента ТККП расположена на глубинах от 2–6 до 12 км и ступенчато погружается с запада на восток, а также с севера и с юга в сторону осевой части прогиба [Клавдиева, 2007]. В основании чехла залегают пестроцветные песчаники триаса, а выше них – юрские, меловые, палеоцен-эоценовые, олигоцен-нижнемиоценовые терригенные и карбонатные толщи, и моласса среднего миоцена-квартера. В раннем акчагыле длительное конседиментационно-прерывистое развитие структуры ТККП было резко нарушено проявлением интенсивного тектогенеза. В результате тектонических напряжений молассы среднего и верхнего миоцена местами смяты в узкие асимметричные антиклинали, осложненные надвигами и взбросами. Плиоцен-четвертичные молассы практически не дислоцированы [Марков и др., 2000]. В акчагыл (3,6–1,5 млн лет) – апшеронских (1,5–0,79 млн лет) отложениях ТККП залегает терригенная толща, содержащая большое количество переотложенного

вулканического материала, выделенная В.П. Рентгартером в 1932 г. как свита Рухс-Дзуар (СРД). На поверхности фрагменты ее разреза присутствуют в моноклинали Черных гор, залегая с размывом и угловым несогласием на подстилающих толщах. По данным бурения они известны в Кабардинской и Осетинской впадинах ТККП (рис. 1). Терригенная толща СРД сложена слабо сцементированными валунно-галечниковыми конгломератами, переслаиваемыми с прослоями гравелитов, песков, глин и суглинков. Характерной ее особенностью является преобладание галек и валунов эффузивных и кристаллических пород над осадочными. Местами, в ее разрезе присутствуют прослои (мощностью до 5-6 м), сложенные преимущественно вулканогенным материалом и горизонты (мощностью до 60–80 м), обогащенные вулканогенным материалом. Общее содержание переотложенного вулканического материала достигает 25–30% от объема пород свиты, а иногда и более. Мощность отложений СРД варьирует от 400 до 1200 м [Белуженко и др., 2009].

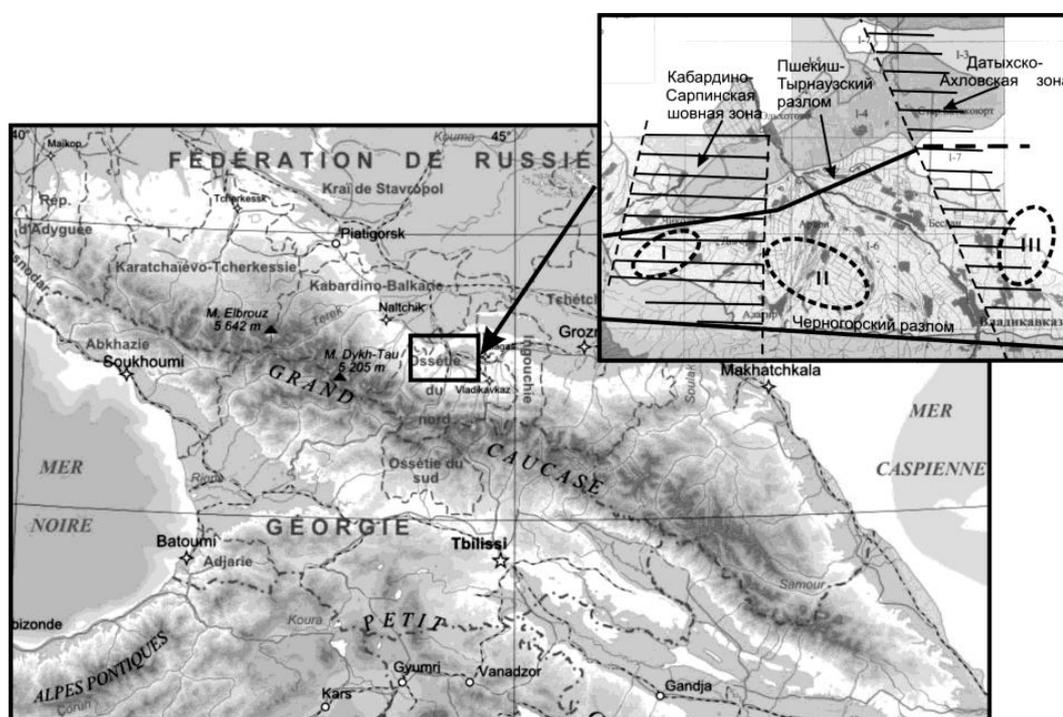


Рис. 1. Местоположение Осетинской впадины на карте региона и ее тектоническая схема. Дополнительно нанесены скрытые купольно-кольцевые структуры Владикавказской (Осетинской) котловины: I – Чиколинская, II – Нартовская, III – Назрановская. По материалам Владикавказской ГРЭ и [Марков и др., 2000].

Фактический материал и методы его исследования

В 2005 и 2010–2012 гг. сотрудниками Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН и ВНЦ РАН были отобраны представительные образцы из главных разновидностей вулкаников СРД. Опробование проводилось на территории республики Северная Осетия-Алания: в обнажениях и русловом аллювии по долинам рек Ардон, Суадаг, Терек (район Эльхотовских ворот), Кабагалдон, Цраудон, Хусфарах, Скумлендон, Змисджиндон, Гизельдон, Бадзидон, Савнердон. При финансовой поддержке НИР КНИО ВНЦ РАН (тема №1) из собранных образцов были изготовлены шлифы и проведено их петрографическое изучение. Аналитические работы выполнены в

ЦКП «ИГЕМ–Аналитика»: Проведены определения концентраций петрогенных и микроэлементов рентгено-флюоресцентным анализом (*XRF*), рудных, редких и редкоземельных элементов, а также *Au*, *Ag* – методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (*ICP-MS*) на масс-спектрометре *X-Series II* с использованием международных и российских стандартов соответствующих пород. Изучение изотопного состава (*Rb*, *Sr*, *Sm* и *Nd*) проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии, на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре *Sector 54*. Используются методики и условия анализов принятые в ИГЕМ РАН. Результаты этих исследований приведены в таблицах 1–3. На основе результатов аналитических исследований построены классификационные и петрогенетические диаграммы и графики.

Таблица 1.

Результаты *RFA* вулканитов свиты Рухс-Дзуар (оксиды в мас, %; элементы в г/т)

Оксиды, элементы	Номер образца												
	106-1	106-3	106-4	106-7	110-2	110-4	109-1	109-3	109-8	111-3	111-4	111-6	111-7
SiO ₂	64,97	61,29	62,92	60,99	56,75	60,62	66,14	64,44	64,14	58,60	67,01	67,42	64,21
TiO ₂	0,62	0,79	0,64	0,71	1,16	0,86	0,35	0,73	0,69	0,51	0,56	0,48	0,65
Al ₂ O ₃	15,7	16,31	16,61	16,53	18,00	17,14	17,07	15,94	16,68	13,53	16,22	16,21	16,40
Fe ₂ O ₃	3,93	4,81	4,48	4,93	6,59	5,15	2,07	4,13	4,49	2,92	3,36	2,92	3,62
MnO	0,07	0,09	0,07	0,08	0,10	0,08	0,03	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07
MgO	2,71	3,36	2,09	3,88	3,27	2,85	1,04	2,18	1,86	1,67	1,43	1,09	1,46
CaO	3,89	4,5	5,11	5,74	6,29	5,62	3,91	4,18	4,66	9,54	3,73	3,37	3,87
Na ₂ O	4,08	4,08	4,60	4,13	4,68	4,40	5,23	4,16	4,34	3,40	3,73	3,99	4,06
K ₂ O	2,39	2,34	2,32	2,14	1,75	1,60	1,81	2,31	2,27	2,46	2,52	2,42	2,47
P ₂ O ₅	0,18	0,23	0,27	0,22	0,29	0,23	0,13	0,19	0,22	0,18	0,15	0,11	0,18
S	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
П,п,п,	1,15	1,87	0,5	0,29	0,48	1,26	2,01	1,41	0,38	6,99	1,03	1,57	2,76
Сумма	99,71	99,69	99,63	99,66	99,38	99,83	99,81	99,76	99,83	99,88	99,83	99,66	99,77
Cr	78	95	67	120	122	129	27	76	44	44	47	41	46
V	72	79	84	62	130	130	33	94	91	39	59	66	79
Co	6	6	12	8	25	18	6	12	10	-	9	8	10
Cu	10	10	10	14	29	9	-	8	9	12	7	6	5
Ni	17	14	14	34	67	65	12	30	22	13	12	12	63
Zn	42	44	38	44	83	56	36	55	59	47	643	61	58
Pb	22	26	23	20	21	16	22	70	23	21	27	30	28
Rb	91	85	79	73	41	46	57	82	74	93	91	103	87
Sr	456	531	733	606	629	537	736	558	532	290	364	299	402
Nb	10	8	10	10	13	11	-	10	10	14	13	10	11
Y	17	17	18	18	20	11	10	15	17	17	15	11	12
Zr	159	171	170	155	195	149	125	134	177	140	183	154	192

Таблица 2.

Результаты ICP-MS анализа вулканитов свиты Рухс-Дзуар (элементы в г/т)

Элементы	Номер образца							
	109-1/11	109-3/11	109-8/11	110-2/11	110-4/11	111-4/11	111-6/11	111-7/11
Li	18	26	14	12	17	30	26	21
Be	2,6	2,9	2,9	1,9	1,7	2,9	2,9	2,7
Sc	1,5	7,8	7,1	8,5	8,8	1,1	3,6	1,1
Ti	1989	3279	4575	6833	4574	3434	2678	3693
V	33	64	79	122	92	51	44	52
Cr	24	62	46	208	116	41	32	29
Mn	175	424	530	663	543	318	355	341
Co	4,8	11	14	23	17	6,6	5,8	7,8
Ni	8,8	28	27	71	67	8,6	10	12
Cu	<ПО	40	549	406	19	24	53	0,2
Zn	30	41	58	76	57	49	36	45
Rb	18	70	47	26	39	31	77	37
Sr	535	554	406	512	532	113	197	176
Y	7	13	12	12	9,5	5,7	8,8	6,4
Nb	3	5	6	10	6,9	7,2	4,5	5,6
Mo	<ПО	<ПО	<ПО	0,71	0,38	5,4	<ПО	<ПО
Ag	0,11	0,24	0,37	0,49	0,33	0,29	0,39	0,26
Cd	0,03	0,10	0,19	0,21	0,11	0,09	0,13	0,13
Cs	2,9	5,1	1,6	1,2	2,2	2,2	8,2	2,6
Ba	292	458	349	397	414	144	285	201
La	13	23	19	23	21	8,6	15	12
Ce	26	50	43	51	41	20	32	27
Pr	3,3	5,7	4,8	5,5	4,5	2,3	3,6	3,1
Nd	12	21	19	21	17	8,8	13	12
Sm	2,3	4,1	3,5	4,1	3,1	1,8	2,7	2,2
Eu	0,87	1,1	1,0	1,2	0,92	0,47	0,71	0,64
Gd	2,0	3,7	3,4	3,8	2,9	1,7	2,5	2,1
Tb	0,22	0,43	0,39	0,44	0,31	0,20	0,28	0,22
Dy	1,3	2,4	2,5	2,5	1,9	1,2	1,6	1,4
Ho	0,19	0,41	0,41	0,41	0,31	0,18	0,26	0,22
Er	0,59	1,1	1,3	1,1	0,83	0,53	0,79	0,67
Tm	0,056	0,14	0,14	0,12	0,082	0,039	0,075	0,057
Yb	0,56	1,1	1,1	1,0	0,72	0,51	0,72	0,50
Lu	0,050	0,12	0,13	0,10	0,079	0,039	0,080	0,042
Hf	1,0	2,1	3,5	4,1	3,0	2,6	3,3	2,5
Ta	0,13	0,30	0,37	0,52	0,37	0,27	0,29	0,33
W	0,50	1,1	0,71	1,0	0,67	0,75	0,81	0,75
Pb	22	39,8	17	14	13	13	12	18
Bi	0,32	0,36	0,15	0,059	0,14	0,31	0,23	0,23
Th	4,8	8,3	6,1	6,1	6,2	3,1	5,9	4,4
U	1,6	3,1	2,9	2,1	1,9	1,7	2,2	2,6

Таблица 3.

Результаты изотопного (Rb, Sr, Sm, Nd) анализа вулканитов свиты Рухс-Дзуар

№ Обр,	Порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}
109-1	Дациит	54	820	0,191 \pm 1	0,704886 \pm 10	13,1	2,4	0,1102 \pm 2	0,512722 \pm 6	1,64 \pm 11
109-8	Дациит	81	535	0,440 \pm 1	0,704691 \pm 10	22,0	4,1	0,1136 \pm 1	0,512737 \pm 6	1,93 \pm 11
110-2	Андезит	44	665	0,01897 \pm 6	0,704501 \pm 10	25,5	4,8	0,1147 \pm 3	0,512768 \pm 6	2,54 \pm 11
110-5	Андезит	44	535	0,02497 \pm 8	0,704401 \pm 9	21,0	4,0	0,1166 \pm 1	0,512799 \pm 6	3,14 \pm 11
111-6	Дациит	115	340	0,987 \pm 2	0,705689 \pm 9	16,5	3,2	0,1173 \pm 3	0,512645 \pm 6	0,14 \pm 11

Петрографическая характеристика вулканитов

Изученные обломки вулканитов представлены лавами андезитового, дацитового, составов и пемзами (рис. 2, 3). В единичных случаях обнаружены обломки трахиандезибазальтов и пропицитов. **Андезиты** представлены пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми и амфибол-пироксен-биотитовыми разновидностями. Микроструктура пород порфировая, сериально-порфировая, гломеропорфировая. Во вкрапленниках установлены: плагиоклаз, пироксен, реже амфибол и биотит. Плагиоклаз присутствует в виде зональных кристаллов нескольких генераций. Первая генерация – ситовидные кристаллы лабрадора (рис. 3-5), размером до 2,0 \times 2,4 мм, содержащие включения авгита, реже амфибола. Вторая генерация – это кристаллы андезина, размером до 0,2 \times 1,5 мм, которые иногда заметно корродированы (рис. 3-2). Пироксен представлен бесцветными либо буроватыми кристаллами авгита и клиноэнстатита и их реликтами размером до 0,8 \times 1,2 мм. Амфибол – «базальтическая» роговая обманка, часто с опацитовой или пироксеновой каемкой. Биотит, размером до 1,5 мм, замещается агрегатом мелких зерен плагиоклаза, пироксена, рудного минерала. Основная масса микролитовая, гиаломикролитовая, реже микропойкилитовая и состоит из плагиоклаза, амфибола, рудного минерала и стекла. В андезитах отмечаются субизометричные включения размером до 5-6 мм, состоящие из кристаллов пироксена и рудного минерала, или кристаллов плагиоклаза, пироксена, амфибола, рудного минерала, иногда с карбонатом, хлоритом и клиноцоизитом. **Дацииты** представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми с примесью пироксена и пироксеновыми разновидностями. Структура пород сериально-порфировая, и невадитовая. В амфиболовых и биотит-амфиболовых разновидностях во вкрапленниках присутствуют: плагиоклаз (андезин) двух генераций, пироксен, амфибол, биотит и кварц. Ранний плагиоклаз – кристаллы до 2,0 \times 2,5 мм с включениями бурой роговой обманки. В периферийной зоне отмечаются его срастания с биотитом. Плагиоклаз второй генерации – кристаллы до 0,2 \times 0,7 мм, в срастаниях с пироксеном. Амфибол – «базальтическая» роговая обманка, иногда с пироксеновой каемкой. Биотит – пластинки размером до 1,5 мм, часто с плагиоклаз-пироксеновой каемкой. Кварц – субизометричные выделения размером до 2,0 мм, корродируемые основной массой и часто с пироксеновой каемкой. В пироксеновых разновидностях дацитов, состав ранних кристаллов плагиоклаза – основной

андезин-лабрадор, поздних – олигоклаз-андезин. Пироксен – авгит, по которому развивается бурая роговая обманка. Основная масса микролитовая, гиаломикролитовая, пилотакситовая, реже микропойкилитовая, состоящая из микролитов плагиоклаза, кварца, амфибола, в микропустотках присутствуют пластинки тридимита. В дацитах встречаются «инородные» высокоглиноземистые включения, с зеленой шпинелью, силлиманитом, корундом (рис. 3-6). **Пемзы и пеплы** имеют дацитовый состав и сложены кристаллами и обломками кварца, плагиоклаза, биотита, амфибола, реже пироксена, погруженных в флюидально-пористую, гиалиновую основную массу. **Пропилиты** – обладают реликтовой порфировой структурой. Плагиоклаз вкрапленников замещен карбонатным, карбонат-альбит-монтмориллонит-хлоритовым или гидрослюдистым агрегатом. По основной массе развивается хлоритоподобный минерал. Микропустотки выполнены карбонатом, клиноцоизитом и цоизитом.

Петрохимические, геохимические и изотопные характеристики пород

Фигуративные точки составов вулканитов СРД (табл. 1) на классификационной диаграмме вулканических пород $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (рис. 2) сгруппированы преимущественно в поле андезита и дацита, но единичные пробы попадают в поля риодацита, трахидацита, трахиандезита и трахиандезибазальта. Это низкотитанистые, в основном, умеренно и частично высококалиевые породы, для которых характерна прямая корреляция Na_2O , Na_2O+K_2O и обратная корреляция TiO_2 , CaO , MgO с SiO_2 (рис. 4). Отношение Na_2O/K_2O варьирует в пределах от 1,5 до 3,0. Тип щелочности калиево-натриевый, а в более кислых разновидностях – существенно натриевый. На диагностических диаграммах фигуративные точки составов пород расположены: на диаграмме $FeO/(FeO+MgO)-SiO_2$ в поле магнезиальных образований (рис. 4); на диаграмме $(Sr/Y)_{ppm}$ – в поле адакитов и в зоне неопределенности с типичными породами островных дуг (рис. 5а); на диаграмме $((La/Yb)_N - Yb_N)$ – в поле (*Adakites high* – *AlTTD*) высокоглиноземистых адакитов, рядом с трендом плавления 10% гранатового амфиболита (рис. 5б); на диаграмме $Mg\# - SiO_2$ – в поле и вблизи поля (*Adakite from N-AVZ*) адакитов Северных Андийских вулканических зон (рис. 5в); на диаграмме $Th/Yb - Gd/Yb$ – вдоль тренда (*Slab melts*) слэбовых расплавов (рис. 5г).

По геохимическим данным, полученным методом *ICP-MS* (табл. 2), построены спектры распределения *REE* (рис. 5е) и мультиэлементные спектры (рис. 5ж). На редкоземельных спектрах, нормированных по хондриту [Sun, McDonough, 1989], отмечается фракционирование редких земель: обогащение легкими *LREE*, обеднение *HREE*. La^N/Lu^N отношения в дацитах равно 20 и 25, в андезитах – 26 и 52. Соответственно La^N/Yb^N – 14 и 18. La^N/Sm^N – 3,5 и 3,9; Gd^N/Yb^N – 2 и 3. Величина количественного дефицита европия, используемая для оценки степени дифференциации расплава, характеризуется коэффициентом Eu/Eu^* где $Eu^* = \sqrt{(Sm_{нор.}/Sm_{хонд.} \times Gd_{нор.}/Gd_{хонд.})$. Eu/Eu^* в дацитах равно 1,02; в андезитах – 0,93, что указывает на отсутствие заметной дифференциации, со значительной ролью фракционирования плагиоклаза. Мультиэлементные спектры, нормированные по *N-MORB*, свидетельствуют о заметном обогащении пород легкими литофильными элементами (*LILE*) и обеднении высокозарядными элементами с высокой валентностью (*HFSE*). От-

мечаются негативная аномалия тугоплавких элементов (Nb , Ta) и заметные минимумы в содержании фосфора и титана. Сравнение изученных образцов с эталонами кайнозойских вулканов Азии [Расказов и др., 2012], образовавшихся из слэбовых и надслэбовых источников, показывает, что вулканиты СРД по содержанию целого ряда элементов близки к ним. Однако, от основных по составу пород, имеющих слэбовый источник, они отличаются наличием негативной $Ta-Nb$ аномалии и отсутствием положительной аномалии Nd . С породами, образованными из надслэбовых источников, они имеют общие негативные аномалии Ta , Nb , Ti , но заметно отличаются меньшими содержаниями $LILE$, $LREE$, обогащение которыми обычно приписывается воздействию водного флюида. Величины стронциевых отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в андезитах, дацитах свиты Р-Д варьируют в пределах от $0,704401 \pm 9$ до $0,705689 \pm 9$, значения ($^{143}Nd/^{144}Nd$) – в пределах от $0,512645 \pm 6$ до $0,512799 \pm 6$ (табл. 3). По этим показателям вулканиты СРД вполне сопоставимы с миоценовыми адакитовыми гранитоидами Центрального Андского металлогенического пояса в Чили ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703761 - 0,704118$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512758 - 0,512882$) [Гусев, 2014]. На диаграмме $eNd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)$ (рис. 5д), фигуративные точки располагаются в поле и вблизи поля (*Adakitic rocks derived from thickened lower crust*) адакитов сформировавшихся при плавлении континентальной нижней коры.

Для выявления потенциальной рудоносности вулканитов СРД проведено сравнение содержаний в них рудных элементов (табл. 1, 2) с кларковыми концентрациями этих же элементов в средних по составу пород, т.е. проведен расчет коэффициента концентрации (Кк) для конкретного элемента. Установлено, что содержания большинства рудных элементов близки к кларковым величинам. В единичных случаях отмечено повышение содержаний молибдена до 5,4 г/т (Кк – 5) и меди до 406 и 549 г/т (Кк – 12). Установлены стабильно повышенные содержания серебра (Кк–4,4) и висмута (Кк–22). Проведенные дополнительные анализы (методом *ICP-MS*) четырех образцов (андезиты – 106–4/10, 110–4/11; пропилиты – 106–2/10, 106–3), для определения в них содержания Ag и Au , показали, что: содержание серебра в андезитах составило 0,30–0,38 г/т (Кк – 4,8); в пропилитах – 0,26–0,43 г/т (Кк – 4,9). Содержание золота в андезитах варьируется в пределах 0,08–0,18 г/т (Кк – 46,4); в пропилитах – 0,12–0,35 г/т (Кк – 83,9).

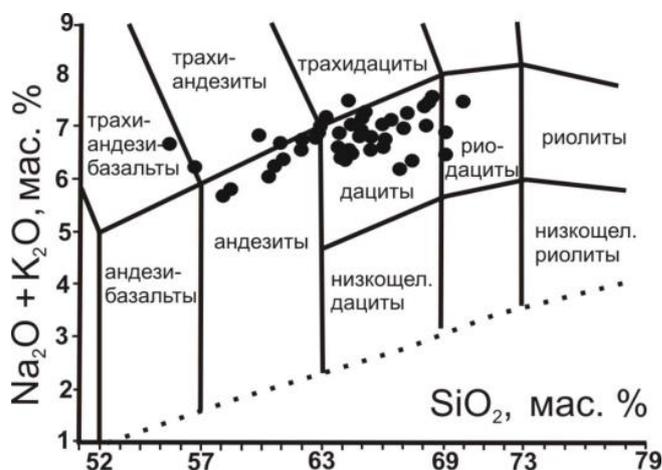


Рис. 2. Положение вулканитов СРД на диаграмме $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$

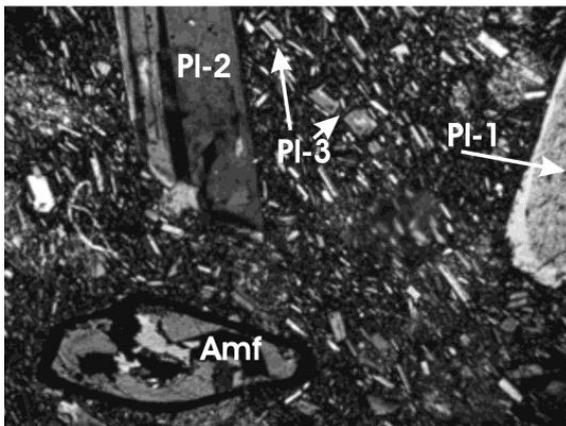


Рис. 3-1. Амфиболовый андезит.
Диагональ снимка. (Д 3,5 мм)

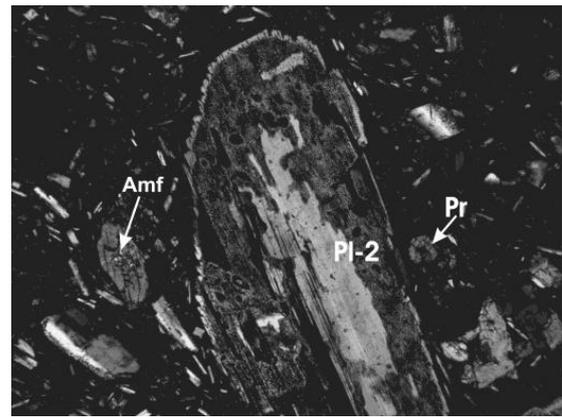


Рис. 3-2. Амфибол-пироксеновый андезит.
(Д 3,5 мм)

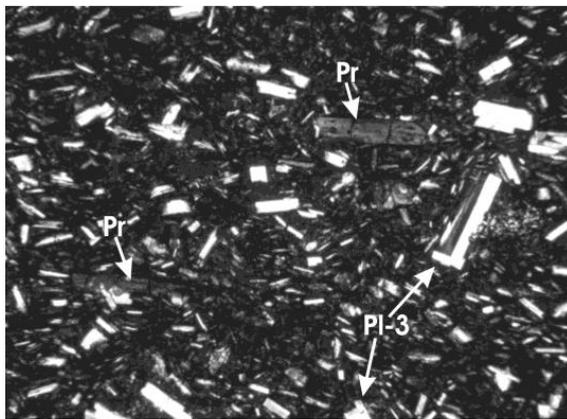


Рис. 3-3. Пироксеновый дацит.
(Д 3,5 мм)

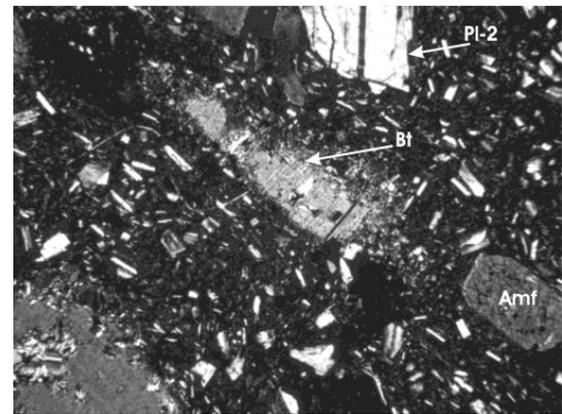


Рис. 3-4. Биотит-амфиболовый дацит.
(Д 3,5 мм)

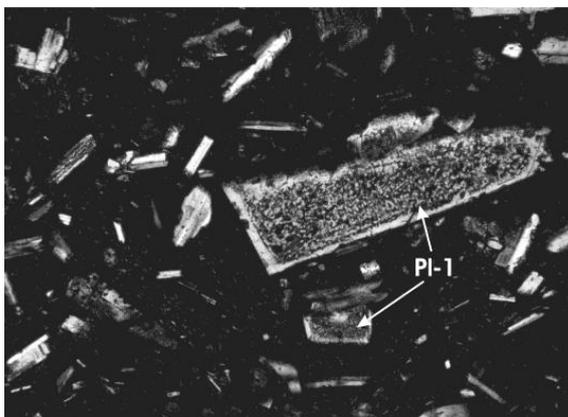


Рис. 3-5. Кристалл лабрадора
с ситовидным ядром. (Д 3,5 мм)

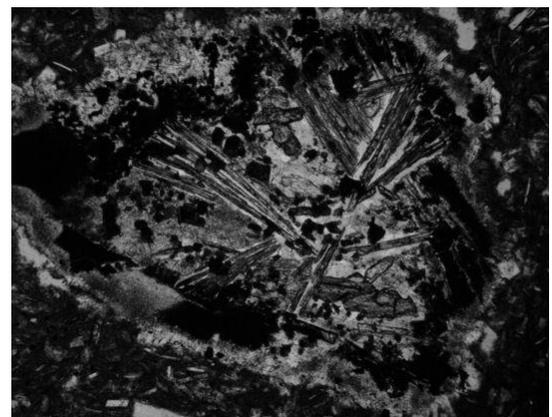


Рис. 3-6. Включение со шпинелью
и силлиманитом. (Д 3,5 мм)

Рис. 3. Микрофотографии вулканитов. СРД

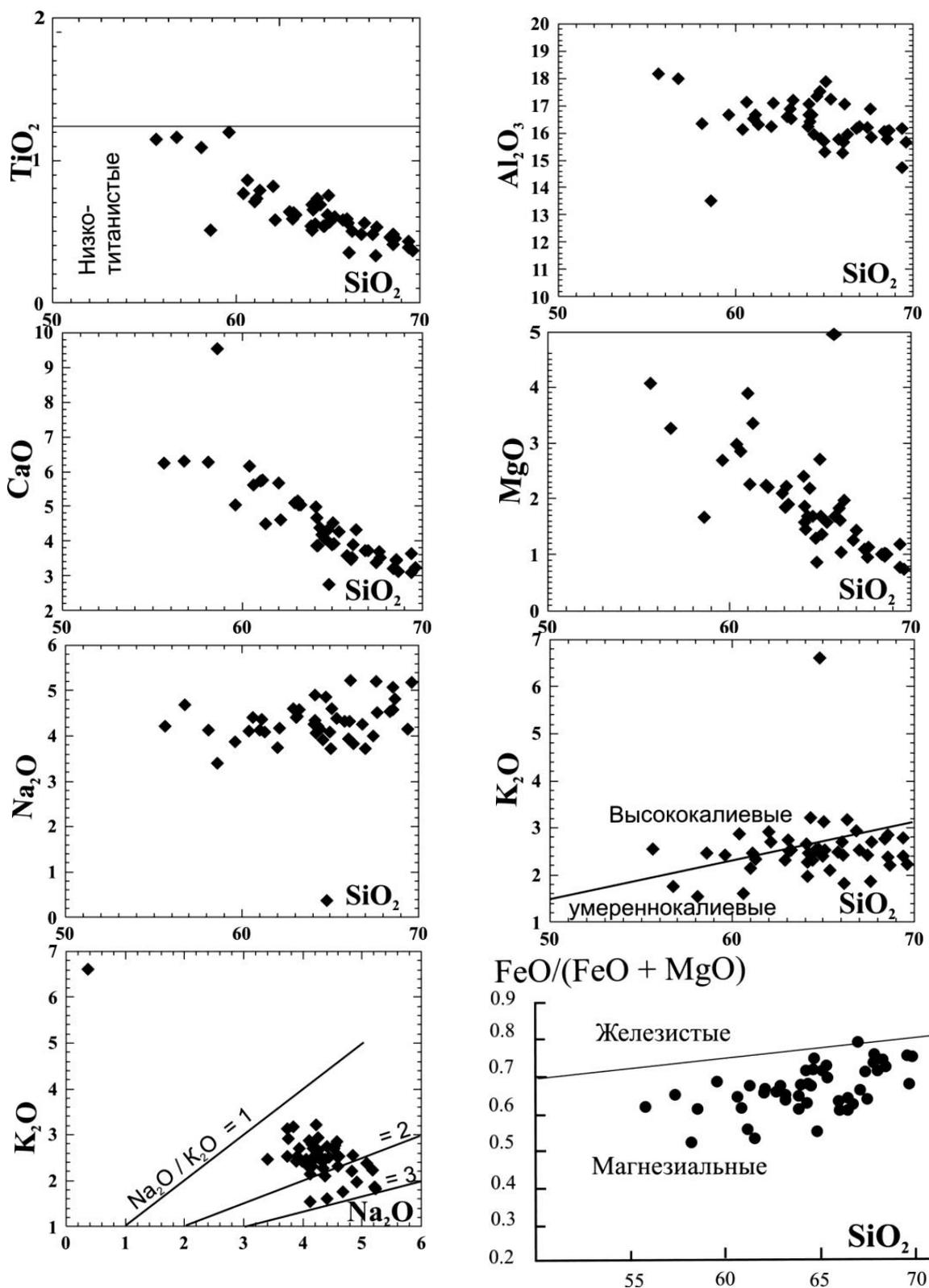


Рис. 4. Составы вулканитов на вариационных диаграммах SiO_2 – петрогенные элементы

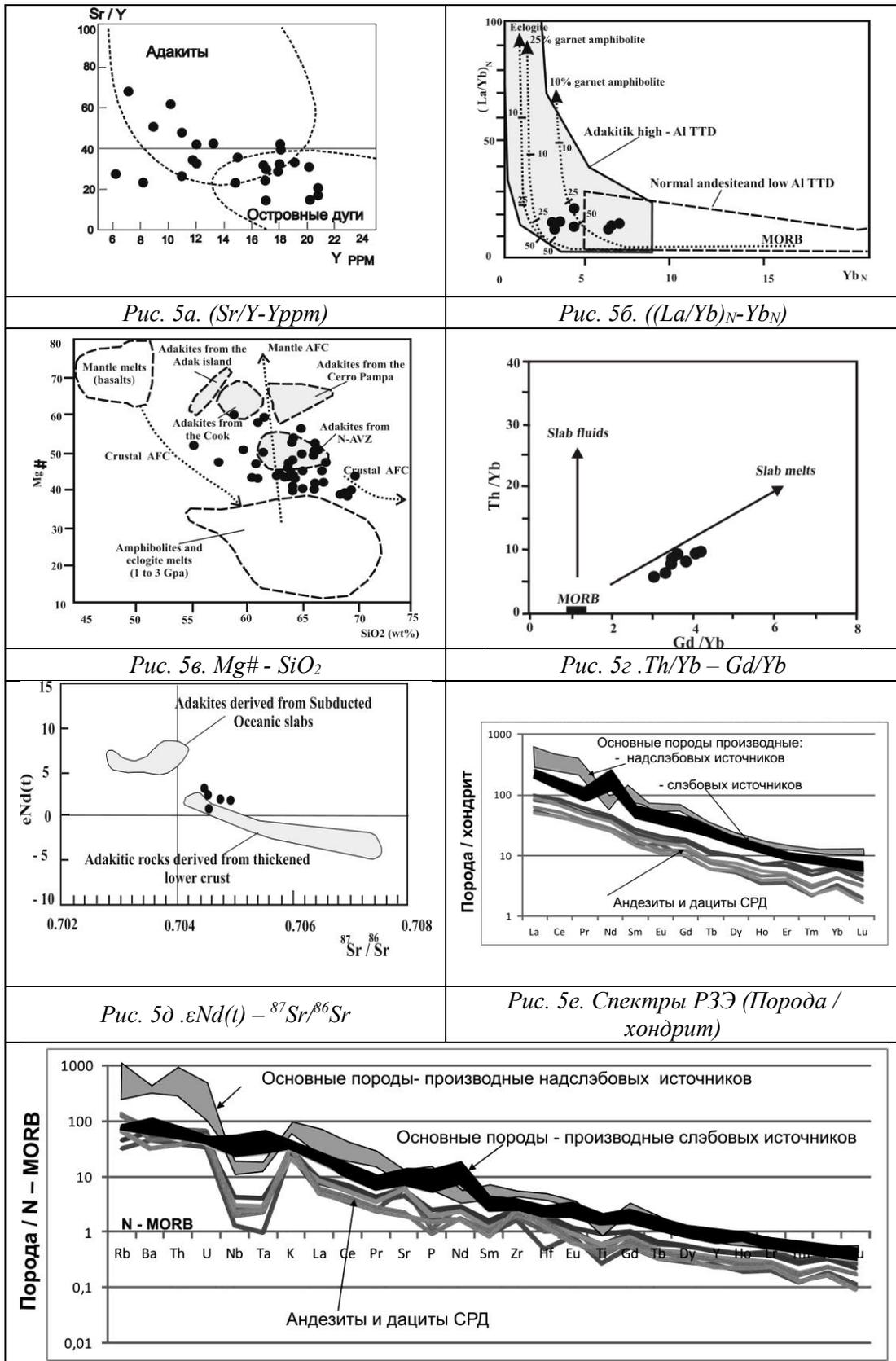


Рис. 5. Составы вулканитов СРД на петрогенетических диаграммах

Обсуждение результатов

Петрографическое изучение показало, что вулканиты СРД представлены, преимущественно, дацитами и андезитами. Они содержат: **1)** Резорбированные кристаллы амфибола, биотита, кварца с реакционными каймами, образованными в результате их термического разложения и окисления (рис. 3-1, 3-2, 3-4); **2)** «Ситовидные» плагиоклазы с включениями стекла (рис. 3-5), что указывает на неравновесный скелетный рост кристаллов из «переохлажденного» расплава, либо их кристаллизацию в условиях декомпрессии; **3)** Редкие «инородные» высокоглиноземистые включения (рис. 3-6). Все это указывает на сложную эволюцию расплавов, из которых образованы вулканиты СРД.

Рассматриваемые породы характеризуются низкими содержаниями *Nb*; *Ta*; $Y < 18$ г/т; $Yb = 0,5 - 1,1$ г/т; и высокими величинами отношений: Sr/Y и $La^u/Yb^u = 14$ и 18. Характер распределения элементов на мультиэлементных и редкоземельных спектрах указывают на то, что имел место процесс фракционирования редких земель, обогащения пород *LILE*, *LREE* при обеднении *HFSE* и тяжелых *REE*. На диагностических диаграммах фигуративные точки составов вулканитов СРД группируются в полях и вблизи полей адакитов (Sr/Y -*Yppm*), ($Mg\# - SiO_2$). По-видимому, они могут быть производными слэбовых расплавов ($Th/Yb - Gd/Yb$), либо производными от плавления континентальной нижней коры $eNd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)$. Величины изотопных отношений: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704401 \pm 9 - 0,705689 \pm 9$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512645 \pm 6 - 0,512799 \pm 6$, указывают на наличие в породах мантийной компоненты.

В настоящее время «адакиты» изучены во многих регионах земного шара. К ним относят низкокальциевые вулканиты средне-кислого состава, среди которых выделяют низко- и высококремнистые разновидности. Первые отличаются повышенным содержанием *MgO*, *Gr*, *Ni*. В целом, для адакитов характерны: высокие содержания $SiO_2 \geq 56\%$, $Al_2O_3 \geq 15\%$, *Sr*, *LILE*, *V*, *Cr*; низкие содержания $Y < 18$ г/т, $Yb < 1,8$ г/т, *HFSE*, *Nb*, *Ta*; и высокие величины отношений Sr/Y и $La^u/Yb^u > 8-10$ и низкие K/La , Rb/La , Ba/La [Туркина, 2014; Гусев, 2014; Авдеенко, 2011]. На основании выше изложенного мы считаем, что изученные породы (хотя бы частично) обладают характеристиками, свойственными адакитам. Обычно адакиты рассматривают как: 1) результат плавления базальтов молодой (≤ 25 млн лет) и относительно горячей субдуцируемой плиты [Defant, Drummond, 1990]; 2) результат косой субдукции и трансформного взаимодействия плит, обеспечивающего дополнительный разогрев [Авдеенко, 2011]; 3) плавление пород мантийного клина, метасоматизированного адакитовым расплавом [Bourdon, Eissen, et al., 2002]; 4) результат плавления подплитных метабазитов в подошве мощной континентальной коры [Petford, Atherton, 1996]. В результате моделирования определены условия образования адакитовых магм путем частичного плавления слэба. Они формируются на глубинах 25–90 км при давлении ниже стабильности граната (6–28 *GPa*) и температурах до 1050 °С. При этом большое значение придается восходящему флюидному мантийному потоку. С интрузивными адакитовыми породами доказана связь порфириновых и эпitherмальных медных и медно-золоторудных и золото-серебрянных месторождений в Чили и на Филиппинах, многих медно-порфириновых месторождений в Восточной Азии и в других регионах мира, а также различные типы золоторудного оруденения [Гусев, 2014].

На основании вышеизложенного можно предположить, что появление пород с адакитовыми характеристиками в юго-западной части ТККП обусловлено проявле-

нием интенсивного преакачагыльского тектогенеза, в результате которого к поверхности прорывались расплавы, сформированные при плавлении подплитных мета-базитов Черноморско–Закавказского микроконтинента. На это указывает близость геохимических характеристик вулканитов СРД с породами Кельского и Казбкеского вулканических районов и заметные их отличия от пород Эльбрус–Чегемской вулканической области [Газеев, Гурбанов и др., 2017; Газеев, Мясников и др., 2011]. Созданные этими расплавами вулканические постройки разрушались акчагыл-апшеронским морем и вновь возрождались на протяжении длительного отрезка времени. В пределах вулканических построек, имели место процессы вторичного изменения (пропилитизации) пород. В последующий, после апшерона, период времени, вулканическая активность здесь не возрождалась и остатки вулканических построек постепенно были погребены в недрах Осетинской впадины ТККП.

В результате геохимических исследований были выявлены повышенные содержания серебра, золота и висмута в вулканитах СРД, максимальные концентрации золота установлены в пропилитизированных вулканитах. Эти данные согласуются с результатами исследований А.Б. Дзайнукова, показавшими присутствие слабо окатанных очень мелких чешуек самородного золота в песчано-гравийных смесях в долинах рек Гизельдон, Ардон, Архонка, Дур-Дур, Камбилеевка, Терек (в районе «Эльхотовских ворот») в разрезах СРД. Так, по данным А.Б. Дзайнукова, в Гизельском карьере ПГС, в песчано-глинистой фракции (-0,5 мм) аллювиальных отложений содержание тонкого и сверхтонкого золота колеблется от 162 до 300 мг/м³. Выход фракции около 6%. В песчаной фракции (+0,5–5,0 мм), составляющей 20% от общей массы аллювия, содержание золота составило 0,0453 г/т или 67,8 мг/м³. Таким образом, среднее содержание золота в песчано-глинистой фракции аллювия (выход ее 26%) составило 106 мг/м³. Запасы разведанных месторождений песчано-гравийных смесей (ПГС) в Республике Северная Осетия-Алания составляют более 480 млн м³, в том числе в них песчано-глинистой фракции – 124,8 млн м³. Ресурсы тонкого и сверхтонкого золота в этих запасах оцениваются примерно в 12,5 т. На основании выше изложенного можно предположить, что источником золота могли быть зоны вторичного изменения (пропилитизации) в пределах вулканических аппаратов, служивших поставщиками вулканического материала для СРД.

Заключение

1. Полученные в процессе комплексного изучения обломков вулканических пород свиты «Руах-Дзуар», распространенных в юго-западной части ТККП, геохимические, изотопные и петрографические данные показали, что вулканиты преимущественно, представлены андезитами и дацитами, прошедшими сложный эволюционный путь. Для них характерны такие явления как: рост кристаллов в условиях декомпрессии; термическое разложение кристаллов, автосмешивание расплавов; присутствие в расплавах мантийной составляющей ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704401 \pm 9 - 0,705689 \pm 9$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512645 \pm 6 - 0,512799 \pm 6$); и контаминация расплавов коровыми компонентами. Имел место процесс фракционирования редких земель, обогащения пород *LILE*, *LREE* при обеднении *HFSE* и тяжелыми *REE*.

2. Установлено, что вулканиты обладают характеристиками, близкими к адакитовым. Это подтверждается высокими содержаниями $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, *Sr*, *LILE*, низкими содержаниями *Nb*, *Ta*, $Y < 18$ г/т, $Yb = 0,5-1,1$ г/т, высокими величинами отношений Sr/Y , $\text{La}^n/\text{Yb}^n = 14-18$, положением фигуративных точек на петрогенетических диаграммах ($\text{Sr}/Y - Y$ г/т), $((\text{La}/\text{Yb})_N - \text{Yb}_N)$, $e\text{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$.

3. Показано, что вулканиты СРД характеризуются повышенными содержаниями золота, серебра, висмута. Концентрации золота повышаются в процессе пропилитизации вулканитов.

Работа поддержана Госзаданием ИГЕМ РАН «Петрология и минерагения магматизма внутриплитных и посторогенных обстановок: роль литосферных и астеносферных источников в формировании расплавов» и подготовлена при поддержке гос. темы НИР ВНЦ РАН № 0196-2015-0001 и темы НИОКТР: АААА-А17-117060910044-5 в КНИО ВНЦ РАН.

Литература

1. Авдеенко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца. Обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2011. – №1. Вып. 17. – С. 45–58.
2. Белуженко Е.В., Коваленко Е.И., Письменная Н.С. Стратиграфия олигоцен-эоплейстоценовых отложений Северной Осетии (лист К-38-IX) // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа / Мат. V Междунар. науч. конф. – Новочеркасск. – 2009. – С. 34–39.
3. Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Гурбанова О.А. Кельский вулканический район (республика Южная Осетия): геохимические особенности пород и геодинамическая интерпретация // Геология и Геофизика Юга России. – 2017. – №2. – С. 26–39.
4. Газеев В.М., Мясников А.В., Лексин А.Б., Докучаев А.Б., Гурбанов А.Г. Зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и ее геодинамическая интерпретация // Тезисы V Всероссийский Симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург. – 21–27 ноября 2011. – С. 365–367.
5. Гусев А.И. Петрология адакитовых гранитоидов. – М.: ИД «Академия естествознания», 2014. – 133 с.
6. Клавдиева Н.В. Тектоническое погружение Предкавказских краевых прогибов в кайнозой // Дисс. на соиск. уч. степени к.г.-м.н. МГУ. – 2007. – 179 с.
7. Марков А.Н., Самойлович В.Л., Копыльцов А.И. Уточнение геологического строения юрских подсолевых отложений Терско-Каспийского прогиба и оценка перспектив нефте-газоносности. – Ессентуки: СК ТГФ, 2000. – С. 110–172.
8. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и натриевая вулканические серии в кайнозой Азии. – Новосибирск: Акад. изд. «ГЕО», 2012. – 343 с.
9. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.
10. Bourdon E., Eissen J.P., Monzier M. et al. Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone // Journal of Petrology. – 2002. – V. 43. №2. – P. 199–219.
11. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. – 1990. – V. 347. №4. – P. 662–665.
12. Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru // J. Petrol. – 1996. – V. 37. №6. – P. 1491–1521.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. – 1989. – №42. – P. 313–345.

VOLCANITES WITH THE ADAKITE CHARACTERISTICS FROM UPPER PLIOCENE CROSS SECTIONS OF TERSKO-CASPIAN FOREDEEP DEPRESSION

© 2018 V.M. Gazeev^{1,2}, Sc. Candidate (Geol.-Min.), A.G. Gurbanov^{1,2},
Sc. Candidate (Geol.-Min.), Yu.V. Goltsman¹, Sc. Candidate (Geol.-Min.),
T.I. Oleynikova¹, A.B. Lexin¹, A.Ya. Dokuchaev¹, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

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

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

In the Osetian basin of Tersko-Caspian foredeep depression in a section of akchagil-apsheron sediments the terrane with a large number of redeposited volcanic rocks is bedding. The petrographical and geochemical investigation of these volcanic rocks was done. Results of XRF, ICP MS and isotope (*Rb, Sr, Sm, Nd*) analyses were presented. It was shown, that volcanites are considerate adakite-like characteristics. The potential ore content of these rocks was done. We are suppose that in zones of secondary alteration (propylitization) within the volcanic apparatus, which served as a sources of the volcanic rocks removal, can occurs a gold-silver with bismuth mineralization.

Keywords. Tersko-Caspian foredeep depression, adakite-like volcanic rocks, petrography, geochemistry, geodynamical reconstructions, potential ore content.

References

1. Avdeenko G.P., Palueva A.A., Kuvikas O.V. Adakity v zonah subdukcii Tihookeanskogo kol'ca. Obzor i analiz geodinamicheskikh uslovij obrazovanija [Adakites in the subduction zones of the Pacific ring. Overview and analysis of geodynamic conditions of education]. Vestnik KRAUNC. Nauki o zemle. 2011. No.1. Issue 17. Pp. 45–58. (in Russian)
2. Beluzhenko E.V., Kovalenko E.I., Pis'mennaja N.S. Stratigrafija oligocen-jeoplejstocenovyh otlozhenij Severnoj Osetii (list K-38-IX) [Stratigraphy of Oligocene-Eopleistocene deposits of North Ossetia (sheet K-38-IX)]. Problemy geologii, geojekologii i mineragenii juga Rossii i Kavkaza / Mat. V Mezhdunar. nauch. konf. Novoчерkassk. 2009. Pp. 34–39. (in Russian)
3. Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Leksin A.B., Dokuchaev A.Ja., Gurbanova O.A. Kel'skij vulkanicheskiy rajon (respublika Juzhnaja Osetija): geohimicheskie osobennosti porod i geodinamicheskaja interpretacija [Kel volcanic region (South Ossetia republic): geochemical features of rocks and geodynamic interpretation]. Geologija i Geofizika Jугa Rossii. 2017. No.2. Pp. 26–39. (in Russian)
4. Gazeev V.M., Mjasnikov A.V., Leksin A.B., A.B. Dokuchaev A.B., Gurbanov A.G.. Zonal'nost' novejših vulkanitov Bol'shogo Kavkaza i ee geodinamicheskaja interpretacija [Zoning of the newest volcanics of the Greater Caucasus and its geodynamic interpretation]. Tezisy V Vserossijskij Simpozium po vulkanologii i paleovulkanologii. Ekaterinburg. 21–27 nojabrja 2011. Pp. 365–367. (in Russian)
5. Gusev A.I. Petrologija adakitovyh granitoidov. [Petrology of adakite granitoids]. M. ID «Akademija estestvoznaniya», 2014. 133 p. (in Russian)

6. Klavdieva N.V. Tektonicheskoe pogruzhenie Predkavkazskih kraevykh progibov v kajnozoe [Tectonic immersion of the Precaucasian marginal troughs in the Cenozoic]. Diss. na soisk. uch. stepeni k.g.-m.n. MGU. 2007. 179 p. (in Russian)
7. Markov A.N., Samojlovich V.L., Kopyl'cov A.I. Utochnenie geologicheskogo stroenija jurskih podsolevykh otlozhenij Tersko-Kaspijskogo progiba i ocenka perspektiv nefte-gazonosnosti. [Refinement of the geological structure of the Jurassic subsalt deposits of the Tersko-Caspian trough and an assessment of the prospects for oil and gas content.]. Essentuki: SK TGF. 2000. Pp. 110–172. (in Russian)
8. Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Jasnygina T.A. i dr. Kalievaja i natrievaja vulkanicheskie serii v kajnozoe Azii. [Potassium and sodium volcanic series in the Cenozoic of Asia.]. Novosibirsk: Akad. izd. «GEO». 2012. 343 p. (in Russian)
9. Turkina O.M. Lekcii po geohimii magmaticheskogo i metamorficheskogo processov. [Lectures on the geochemistry of magmatic and metamorphic processes]. Novosibirsk: RIC NGU, 2014. 118 p. (in Russian)
10. Bourdon E., Eissen J.P., Monzier M. et al. Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone // *Journal of Petrology*. – 2002. – V. 43. №2. – P. 199–219.
11. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. – 1990. – V. 347. №4. – P. 662–665.
12. Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru // *J. Petrol.* – 1996. – V. 37. №6. – P. 1491–1521.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // *Geol. Spec. Publ.* – 1989. – №42. – P. 313–345.

УДК 550.34.

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16543

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОСАДКОВ НА КАЖУЩЕЕСЯ СОПРОТИВЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ В РАЙОНЕ ПЛОТИНЫ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС

© 2018 А.В. Дещеревский¹, к.ф.-м.н., Ш.Г. Идармачев², д.ф.-м.н.,
И.Ш. Идармачев², к.ф.-м.н.

¹Институт физики Земли РАН, 123810, Москва, Б. Грузинская, д. №,
adeshere@ifz.ru;

²ФГБУН Институт геологии Дагестанского научного центра РАН,
Россия, 367010, Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. Ярагского, 75,
e-mail: idarmachev@yandex.ru

Приведены результаты анализа временных рядов геофизических наблюдений в районе плотины Чиркейской ГЭС, проводимых с целью изучения опасных геологических процессов. Анализ временного ряда кажущегося электрического сопротивления горных пород в скважине с помощью пакета программ WinABD показал отсутствие влияния на измеряемый параметр импульсных помех, связанных с выпадением осадков до 50 мм.

Ключевые слова: кажущееся сопротивление, метод наложения эпох, электрическое зондирование, уровень воды в водохранилище, четырехэлектродная установка, среднесезонная компонента.

Введение

Для исследования опасных геологических процессов в районе Чиркейской ГЭС Институтом геологии Дагестанского научного центра проводятся регулярные наблюдения за отдельными геофизическими параметрами горных пород в зоне обходной фильтрации плотины ГЭС. Основные результаты работ опубликованы в ряде публикациях [Дещеревский и др., 2016; Идармачев, 2014]. Главное содержание публикаций заключается в том, что обнаружена высокая корреляционная связь между сезонным колебанием уровня воды в водохранилище и электрическим параметром горных пород – кажущимся сопротивлением (R_k). Предполагается, что такая связь обусловлена геодинамическими процессами, вызванными сезонным изменением уровня воды в водохранилище.

Кроме геодинамических процессов на электрические параметры горных пород могут оказывать влияние также метеофакторы, в том числе процессы, связанные с выпадением осадков, так как удельное сопротивление имеет сильную зависимость от водонасыщенности породы. Однако в самом начале экспериментальных работ для снижения влияния метеопомех измерительная часть была установлена в не обсаженной скважине с водой. В то же время не исключается возможность проникновения воды в скважину по трещинам после интенсивных осадков. Поэтому настоящая исследовательская задача заключалась в том, чтобы исключить ложные аномалии кажущегося сопротивления, вызванные осадками от геодинамических процессов в исследуемом массиве пород.

Для измерения электрического сопротивления горных пород в скважине при-

меняется четырехэлектродная установка, представляющая собой зонд с закрепленными на нем свинцовыми электродами. Зонд установлен на глубине 90 м от устья скважины, при этом всегда находится ниже минимального уровня воды в скважине на 30 м. Относительная погрешность измерений за суточный период не превышает $\delta=0,18\%$.

Исходные данные, используемые для анализа

Для оценки влияния осадков использовался пакет программ для обработки временных рядов WinABD, разработанный в Институте физики Земли РАН [Дещеревский и др., 1993]. Для анализа использовались среднесуточные данные p_k , полученные в области правого борта плотины Чиркейской ГЭС за период 2010–2014 гг. Для удаления аномальных выбросов ряд p_k предварительно отфильтровывался от выбросов путем сглаживания окна шириной в 30 суток (рис. 1). Далее из ряда p_k вычислялась ее среднесезонная компонента. Из рисунка 1 видно, что вариации p_k имеют сезонный ход. Далее сезонная компонента p_k была удалена путем вычитания от ряда p_k среднесезонной компоненты, в результате чего была получена остаточная компонента p_k .

Для анализа использовался остаточный ряд p_k , полученный с окном сглаживания 7 суток, а также ряд осадков в районе Чиркейской ГЭС.

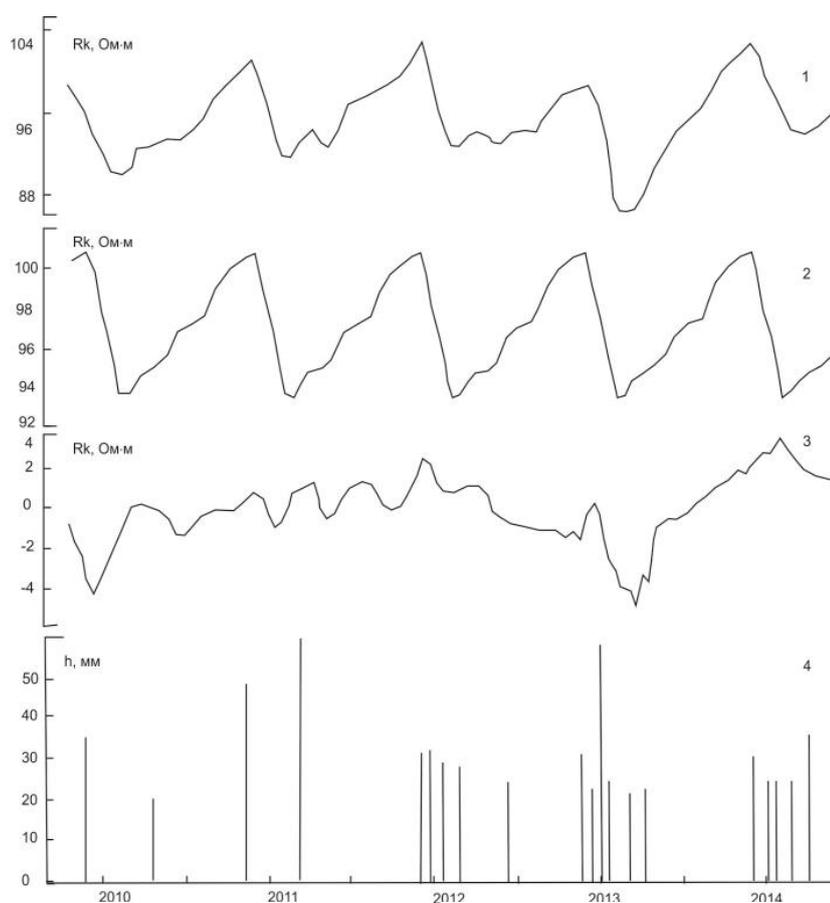


Рис. 1. Отфильтрованный от выбросов ряд p_k (1), его среднесезонная (2) и остаточная (3) компоненты и атмосферные осадки, превышающие высоту столба 20 мм (4)

Методика анализа

Специфика ряда осадков имеет импульсный характер. Поэтому логично ожидать, что отклик также будет иметь вид импульсов, возможно растянутых во времени.

Визуальный анализ двух рядов 3 и 4 не показывает наличия явных признаков систематических изменений сопротивления в момент выпадения интенсивных осадков или непосредственно после этого, за исключением эпизода, которое датируется 03.07.2013 г. Однако, в другие моменты времени реакция на осадки отсутствует.

Учитывая такую разницу между разными эпизодами, для поиска влияния осадков целесообразно применить более формальный подход.

Чтобы убедиться в отсутствии систематического влияния осадков на сопротивление, можно использовать метод наложения эпох. Алгоритм Epoch состоит в следующем. В простейшем случае по заданному реперу возмущений (в данном случае возмущение – это осадки) строится окно длительностью T точек. В пределах окна оценивается среднее значение $X_{ср}$ фильтруемого ряда X и рассчитываются отклонения $Y(t)$ от среднего значения для каждого момента времени t ($t=1..T$): $Y(t) = X(t) - X_{ср}$. Считается, что полученная функция $Y(t)$ – это и есть (зашумленный) отклик на данное возмущение.

Всего для анализа доступно около 20 эпизодов. Ширина окна для расчета среднего отклика была выбрана равной 15 суток. Маловероятно, что влияние осадков длится более нескольких дней. Левая половина окна позволяет оценить степень зашумленности отклика в период, когда причинное влияние осадков заведомо исключается.

Из соображений устойчивости метод Epoch исключает из суммирования те временные интервалы, в пределах которых количество пропусков слишком велико. Тесты показали, что в данном случае изменение допустимого процента пропусков слабо влияет на результат. Для расчетов было выбрано критическое значение 25% – то есть те случаи, где пропусков больше 25%, при расчете среднего отклика не учитывались. Для уменьшения влияния случайных возмущений перед расчетом среднего отклика из ряда сопротивления целесообразно удалить выбросы. Также для уменьшения погрешности целесообразно устранить тренды. Это было сделано методом скользящего среднего с гауссовой весовой функцией ядра при ширине окна 30 суток. Далее для оценки среднего отклика, вычисляется среднеарифметическое от функций отклика для всех маркеров. Рассчитанный усредненный отклик r_k на выпадение осадков показан на рисунке 2.

На первый взгляд может показаться, что сопротивление реагирует на осадки небольшим понижением в тот же день и более сильным провалом на 6-7 день. Однако это впечатление обманчиво.

Во-первых, в левой части отклика видна явная положительная аномалия, которая не может иметь причинную связь с осадками и, следовательно, является случайной флуктуацией. Аномалии в момент выпадения осадков и на 6-й день после этого по амплитуде меньше, чем указанная флуктуация, и, следовательно, они с большой вероятностью также случайны.

Во-вторых, погрешность расчета среднего отклика во всех случаях превышает эффект в несколько раз.

Конечно, нельзя исключить, что при увеличении статистики погрешность уменьшится, и какие-то значимые эффекты могут быть обнаружены. Однако по имеющимся данным делать вывод о наличии значимого влияния осадков на сопротивление нет оснований.

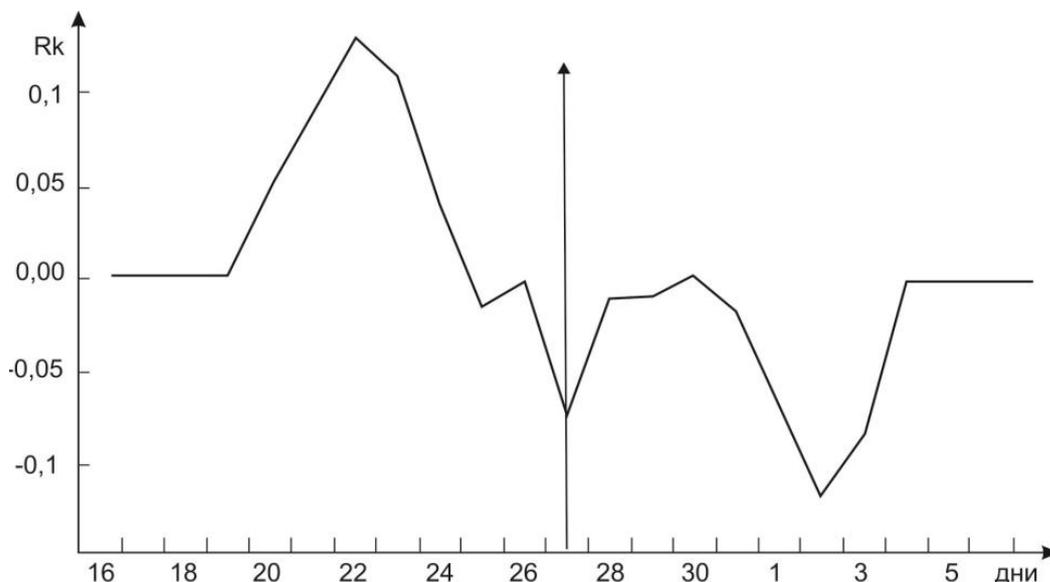


Рис. 2. Усредненный график отклика r_k на осадки (репер осадков показан стрелкой)

Вывод

Анализ временного ряда кажущегося сопротивления пород в скважине, расположенной в зоне обходной фильтрации плотины Чиркейской ГЭС с применением метода наложения эпох показал отсутствие заметного влияния атмосферных осадков на измеряемый параметр. Данный вывод основан на наличие в усредненном отклике r_k положительной аномалии до начала выпадения осадков, которая не может иметь с ним причинную связь. Потому наблюдаемые на усредненном графике флуктуации отклика r_k являются случайными. Однако более обоснованные выводы могут быть сделаны с увеличением статистических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президиума РАН: «Фундаментальные основы прорывных технологий в интересах национальной безопасности», №1.56.

Литература

1. Дещеревский А.В., Идармачев И.Ш. Анализ влияния сезонных изменений уровня воды в Чиркейском водохранилище и атмосферных параметров на кажущееся сопротивление горных пород в скважине, расположенной в районе правого борта плотины ГЭС // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – №3. – С. 48–53.
2. Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Сидорин А.Я. Алгоритмы фильтрации сезонных вариаций для геофизических временных рядов // Геофизические процессы в дискретной среде. – М.: ОИФЗ РАН, 1993. – С. 118–136.
3. Идармачев И.Ш. Вариации кажущегося сопротивления массива горных пород верхнего мела в районе плотины Чиркейской ГЭС под воздействием переменной нагрузки водохранилища // Вестник Дагестанского научного центра РАН. – 2014. – №52. – С. 11–15.

EVALUATION OF THE EFFECT OF PRECIPITATION ON THE APPARENT RESISTIVITY OF ROCKS IN BOREHOLES IN THE DAM AREA OF CHIRKEY HYDROPOWER STATION

© 2018 A.V. Desherevsky¹, Sc. Candidate (Phys.-Math.),
S.G. Idarmachev², Sc. Doctor (Phys.-Math.),
I.S. Idarmachev², Sc. Candidate (Phys.-Math.)

¹The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,
Russia, 123995, Moscow, B. Gruzinskaya Str., 10-1,
e-mail: adeshere@ifz.ru;

²Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the RAS,
Russia, 367010, Republic of Dagestan, Makhachkala, Yaragskiy Str., 75,
e-mail: idarmachev@yandex.ru

The results of the analysis of time series of geophysical observations in the area of the dam of the Chirkei hydroelectric power station, aimed at the study of dangerous geological processes. Analysis of the time series of apparent electrical resistance of rocks in the well using WinABD software package showed no effect on the measured parameter of impulse noise associated with precipitation up to 50 mm.

Keywords: apparent resistivity, the method of superposition of epochs, the electrical sensing, the water level in the reservoir, the four-electrode setup, the average seasonal component.

References

1. Desherevskij A.V., Idarmachev I.Sh. Analiz vlijanija sezonnyh izmenenij urovnja vody v Chirkejskom vodohranilishhe i atmosferynyh parametrov na kazhushheesja so-protivlenie gornyh porod v skvazhine, raspolozhennoj v rajone pravogo borta plotiny GJeS [Analysis of the seasonal changes in the water level impact in the Chirkey reservoir and atmospheric parameters on the apparent resistance of rocks in the well located in the area of the right side of the hydroelectric dam]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*. 2016. №3. Pp. 48–53.
2. Desherevskij A.V., Zhuravlev V.I., Sidorin A.Ja. Algoritmy fil'tracii sezonnyh variacij dlja geofizicheskikh vremennyh rjadov [Seasonal variation filtering algorithms for geophysical time series]. *Geofizicheskie processy v diskretnoj srede*. M. OIFZ RAN, 1993. Pp. 118–136.
3. Idarmachev I.Sh. Variacii kazhushhegosja soprotivlenija massiva gornyh porod verhnego mela v rajone plotiny Chirkejskoj GJeS pod vozdejstviem peremennoj nagruzki vodohranilishha [Variation of apparent resistivity of rocks of the upper Cretaceous in the area of the Chirkei hydroelectric power station dam under the influence of the variable load of the reservoir]. *Vestnik Dagestanskogo nauchnogo centra RAN*. 2014. №52. Pp. 11–15.

УДК 550.83+550.81

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16544

КОМБИНИРОВАННЫЕ АППРОКСИМАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ

© 2018 И.А. Керимов, д.ф.-м.н., проф., И.Э. Степанова, д.ф.-м.н.,
Д.Н. Раевский, к.ф.-м.н.

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

В статье исследуется взаимосвязь различных вариантов метода линейных интегральных представлений. Комбинированные аппроксимации рельефа и геопотенциальных полей позволяют осуществить более тонкую «настройку» метода при решении обратных задач геофизики и геоморфологии, а также наиболее полно учесть априорную информацию о высотных отметках и элементах аномальных полей. Приводится описание методики нахождения численного решения обратной задачи по поиску распределений эквивалентных по внешнему полю носителей масс. Обсуждаются результаты математического эксперимента.

Ключевые слова: аппроксимация, регуляризация, комбинированные методы, интегральные представления, погрешность

В последние годы была разработана новая теория построения аналитических аппроксимаций аномальных гравитационных и магнитных полей на основе метода линейных интегральных представлений В.Н. Страхова [Керимов, 2003, 2009а, б, 2011а; Страхов, 1995; Страхов, Керимов, 2001; Страхов и др., 2002, 2009; Страхов, Степанова, 2002а, б]. Для потенциалов аномального гравитационного и аномального магнитного полей в качестве соответствующих линейных интегральных представлений были предложены следующие модификации: • представление интегралом Фурье (F-аппроксимация); • представление суммой потенциалов простого и двойного слоев на заданной поверхности S (S-аппроксимация). Две версии метода S-аппроксимаций (локальная и региональная), F- и R-аппроксимации являются вариантами метода линейных интегральных представлений; основные характеристики этого метода изложены в более ранних работах авторов [Керимов, 2003, 2009а, б, 2011а, б; Страхов, 1995; Страхов, Керимов, 2001; Страхов и др., 2002, 2009; Страхов, Степанова, 2002а, б и др.]. Алгоритмы и компьютерные технологии F-аппроксимации были разработаны И.А. Керимовым, а S-аппроксимации И.Э. Степановой [Страхов и др., 2009].

Ниже рассмотрены две аппроксимационные конструкции использования метода линейных интегральных представлений (МЛИП): нахождение спектров Фурье элементов аномальных потенциальных полей (F-аппроксимация) и представление элементов аномальных потенциальных полей с помощью основной формулы теории гармонических функций (S-аппроксимация).

В рамках метода S-аппроксимаций известная компонента гравитационного поля аппроксимируется суммой простого и двойного слоев, распределенных на некоторой совокупности областей (в локальном случае ими являются горизонтальные плоскости, в региональном – сферы или сфероиды). В методе F-аппроксимаций

элементы аномальных потенциальных полей представляются интегралом Фурье, а R-аппроксимации получаются при так называемом лучевом преобразовании.

Методы F-, R- и S-аппроксимаций позволяют получить решение, с помощью которого можно эффективно строить линейные трансформанты поля, а также использовать его в качестве нулевого приближения для решения нелинейной обратной задачи по локализации источников.

В данной работе представлены результаты построения аналитических аппроксимаций аномального гравитационного поля и рельефа в локальном варианте с использованием системы прямоугольных декартовых координат. При этом существенным является тот факт, что S-, F-, R-аппроксимации тесно связаны друг с другом. Возникает идея применить все три описанных ранее в работах авторов варианта метода линейных интегральных представлений совместно с целью построения более качественных моделей геоида и аномальных геопотенциальных полей. R-аппроксимации применяются по той причине, что они позволяют «просвечивать» неизвестные источники, находить неизвестные характеристики объекта по интегральной информации о нем. Метод R-аппроксимаций особенно полезен при решении задач сейсмической томографии, при обработке больших объемов данных профильной съемки и т.п.

Интегральные представления аномальных потенциальных полей (т.е. гармонических в некоторых областях пространства истокообразно представимых функций) весьма тесно связаны друг с другом. Если рассмотреть выражения для элементов матрицы в методе S-аппроксимаций (формула 5), то можно сделать вывод, что преобразование Радона приводит к точно такой же системе линейных алгебраических уравнений, как и S-аппроксимация в локальном варианте, но с представлением искомого элемента поля в виде потенциала простого слоя. Что нам дает тесная связь преобразования Радона и S-аппроксимаций элементов аномальных полей и функций, описывающих рельеф земной поверхности? Такая зависимость различных интегральных преобразований друг от друга позволяет по найденному решению СЛАУ определять важные характеристики изучаемой геологической среды: мы можем осуществить лучевое преобразование данных наблюдений и выявить особенности строения земной коры вдоль интересующих нас направлений. Можно вычислять среднее значение лучевого преобразования элемента поля в заданной точке и т.п. Таким образом, мы получаем возможность восстановить 3D-среду, т.е. решить задачу, аналогичную задачам компьютерной томографии.

В работах [Раевский, Степанова, 2015а, б] был предложен модифицированный метод S-аппроксимаций, который позволяет находить более устойчивые приближенные решения обратных задач геофизики и геоморфологии. Этот метод применялся при проведении расчетов, описанных в настоящей работе.

Компьютерные технологии

Алгоритмы построения аппроксимационных конструкций аномального гравитационного и аномального магнитного полей, основанные на представлении интегралом Фурье (F-аппроксимация) и суммой простого и двойного слоев на заданной поверхности S (S-аппроксимация) опубликованы в ряде работ [Керимов, 2011а; Страхов, Керимов, 2001; Страхов и др., 2009; Страхов, Степанова, 2002а]. Компьютерные технологии построения аппроксимационных конструкций обоих типов, а также использования полученных аппроксимаций для решения некоторых задач гравиметрии и магнитометрии подразделяются на три этапа.

Первый этап – формирование элементов матрицы A . На этом этапе формируется матрица A . Предварительно с использованием программ сортировки и выборки из исходных пунктов исключается определенное количество ($N_{\text{контр}}$) пунктов наблюдений.

Как было показано выше задача построения F– или S-аппроксимационной конструкции вариационной постановкой сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ):

$$A\lambda = f_{\delta}, \quad (1)$$

в которой:

λ – N -вектор с компонентами λ_i (множители Лагранжа),

f_{δ} – N -вектор с компонентами $f_{i,\delta}$,

A – $(N \times N)$ – матрица со свойством

$$A = A^T \geq 0 \quad (2)$$

и элементами a_{pq} , $1 \leq p, q \leq N$.

F-аппроксимация. Для F-аппроксимации расчетная формула для вычисления элементов матрицы A выглядит в следующем виде:

$$a_{pq} = \frac{3(2z_{p,q}^3 - 3\rho_{p,q}^2 z_{p,q})}{2\pi(z_{p,q}^2 + \rho_{p,q}^2)^{3.5}}, \quad (3)$$

где

$$z_{p,q} = x_3^{(p)} + x_3^{(q)} + 2H,$$

$$\rho_{p,q} = \sqrt{(x_1^{(p)} - x_1^{(q)})^2 + (x_2^{(p)} - x_2^{(q)})^2}.$$

Для вычисления диагональных элементов матрицы (для случая, когда $p=q$) используется следующее выражение:

$$a_{pp} = \frac{3}{16\pi(x_3^{(p)} + H)^4}. \quad (4)$$

S-аппроксимация. Для S-аппроксимации расчетная формула для вычисления элементов матрицы A имеет следующий вид:

$$a_{ij} = 2\pi \left\{ \frac{z_i + z_j}{\rho_{i,j}^3} + \frac{(z_i + z_j)(9\rho_{i,j}^2 - 6(z_i + z_j)^2)}{\rho_{i,j}^7} \right\}, \quad (5)$$

где

$$1 \leq i, j \leq N.$$

$$\rho_{i,j}^2 = (z_i + z_j)^2 + (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2$$

Второй этап – решение СЛАУ. Решение СЛАУ является основной вычислительной проблемой при построении аппроксимационных конструкций на основе линейных интегральных представлений. В последние годы В.Н. Страховым разра-

ботана новая теория регуляризации СЛАУ, основные положения которой изложены в большой серии работ [Страхов, 2012; Страхов и др., 2009 и др.]. Эти методы решения СЛАУ реализованы Страховым А.В. в пакете прикладных программ П-СППМ для СЛАУ с симметрической положительно полуопределенной матрицей и приближенно заданной правой частью. Для решения СЛАУ использовались следующие программы: S-1 (модифицированный классический метод регуляризации для систем с симметрическими положительно полуопределенными матрицами – метод М.М. Лаврентьева); S-5 (усовершенствованный В.Н. Страховым метод регуляризации разложения Холецкого); S-6 (итерационный метод В.Н. Страхова) [Керимов, 2011а; Страхов, 1995; Страхов и др., 2009]. Отличительной особенностью всех перечисленных выше методов является введение усреднения пробных решений. В настоящей статье для решения СЛАУ наряду с перечисленными используется также регуляризованный итерационный трехслойный метод Чебышева с применением блочного метода контрастирования. Описание метода можно найти в работах [Раевский, 2016; Степанова и др., 2016].

Третий этап – восстановление поля и нахождение его трансформант

F-аппроксимация. На данном этапе используя значения действительной $A(u,v)$ и мнимой $B(u,v)$ частей комплексного спектра Фурье и значений компонент λ_i вектора λ множителей Лагранжа, вычисленных путем решения СЛАУ с использованием перечисленных выше программ, вычисляются значения поля и его трансформант.

S-аппроксимация. Программы MATPS2CON.for, MAVPS2N.for позволяют находить аналитическое продолжение полей, вычислять производные полей и находить элементы матрицы при использовании В1. При запуске обе эти программы запрашивают имя файла (его следует вводить в кавычках: 'a1.dat', например, в котором содержатся необходимые параметры). Примеры файлов – 'matgr3bsum.txt' для MATPS2CON.for и 'mavgr3ib6.txt' для MAVPS2N.for.

Модельный пример № 1.

Аппроксимация гравитационного поля модифицированным методом S-аппроксимации

Ниже приведены результаты расчетов на модельном примере в локальном варианте. Рассматривается область протяженностью 60 км по осям ОХ и ОУ. Рельеф относительно спокойный. В качестве аномалиеобразующих объектов выбрано 11 торов. Глубоко залегающее тело 11 создает дополнительный фон, осложняющий наблюдаемое поле, а некоторые объекты (6,7) выходят за границы исследуемой территории, что обеспечивает дополнительное затруднение при решении СЛАУ.

К вычисленному полю f_i в заданных пунктах рельефа искусственно добавлялась помеха $\mathcal{F}_i, 1 \leq i \leq N$, таким образом, что $\|\mathcal{F}\|_E / \|f\|_E = 0.0355$. Сеть нерегулярная, общее количество гравиметрических пунктов $N=90601$. Модельное аномальное гравитационное поле и карта изолиний рельефа представлены на рисунке 1.

В рамках модифицированного метода S-аппроксимаций аномальное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на двух плоскостях, залегающих на глубинах 0,9 и 2,5 км соответственно. СЛАУ решалась параллельным алгоритмом регуляризованного итерационного трехслойного метода Чебышева с применением блочного метода контрастирования (P-BCM) и без его применения (P-CN). Вычисления проводились с использованием ресурсов супер-

компьютера «Ломоносов» НИВЦ МГУ [Раевский, Степанова, 2015а, б, 2016; Степанова, 2009а, б].

Минимальное число процессоров, при котором решалась система, равняется 100. Все трансформанты поля найдены с высокой степенью точности: коэффициент корреляции θ при построении всех трансформант больше 0,9. Разница Δ между теоретически заданным и аппроксимированным элементом даже при вычислении второй вертикальной производной относительно невысокая по сравнению с предыдущими примерами. Аналитические продолжения поля вниз и вверх остаются устойчивыми.

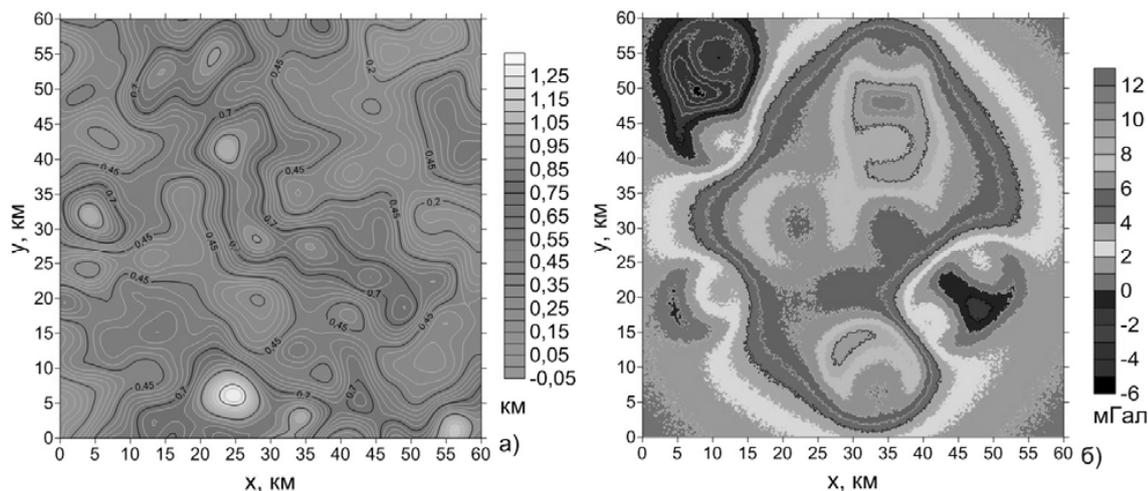


Рис. 1. Модельный пример №1
а) карта изолиний рельефа; б) карта изоаномал.

На рисунках 2 и 3 представлены графические результаты вычисления некоторых линейных трансформант поля: как видно, результаты практически не отличаются ни количественно, ни качественно. Это обусловлено хорошо подобранными параметрами модели, а также большим объемом интерпретируемых данных. При большем количестве гравиметрических пунктов аппроксимация поля будет достоверней.

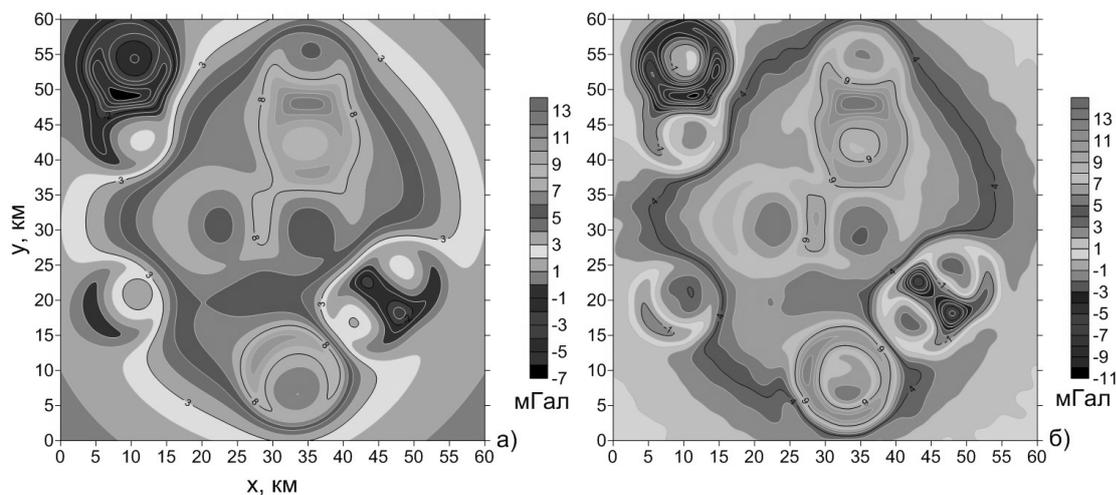


Рис. 2. Модельный пример №1.
Аналитическое продолжения поля в нижнее полупространство на $H = -0,5$ км:
а) рассчитанное по модели; б) полученное с помощью S-аппроксимации.

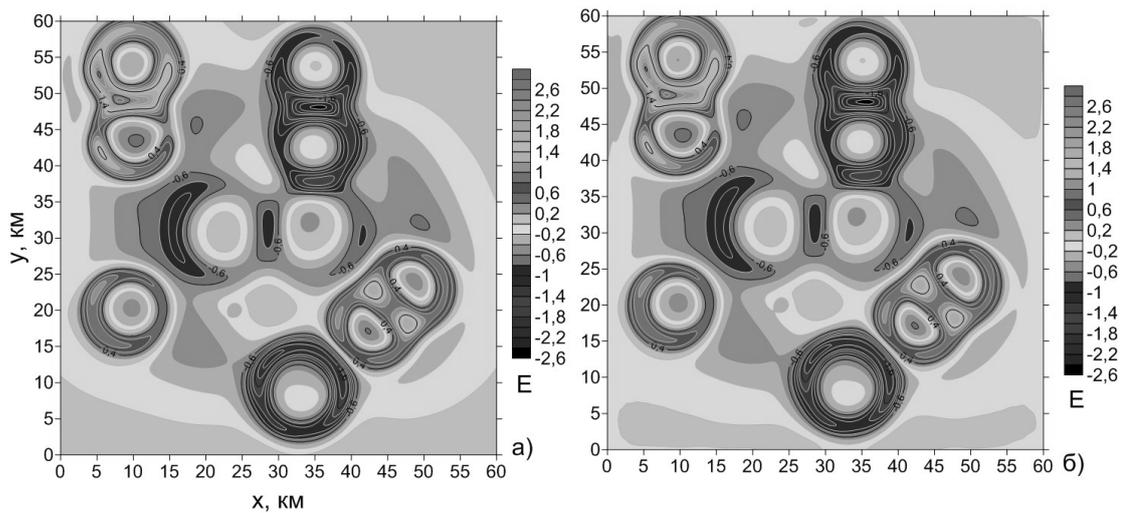


Рис. 3. Модельный пример №1.

Вертикальная производная гравитационного поля W_z :
 а) теоретическая; б) полученная с помощью S-аппроксимации

Модельный пример №2.

Построение аналитической аппроксимации рельефа на основе F-аппроксимации

Построение аналитических аппроксимаций функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ следует выполнять методом линейных интегральных представлений, исходя из следующего фундаментального факта: функция, непрерывная (либо даже из более общего класса $L_2(-\infty, +\infty)$ функций, с суммируемым квадратом на плоскости переменных (ξ_1, ξ_2)) на произвольной горизонтальной плоскости (плоскости переменных (ξ_1, ξ_2)) может рассматриваться как предельные значения некоторой функции трех переменных (ξ_1, ξ_2, ξ_3) , гармонической в полупространстве $\xi_3 < 0$, верхнем к заданной горизонтальной плоскости.

В качестве интегральных представлений функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ могут использоваться, основанные на представлении интегралом Фурье. Построение аналитической аппроксимации функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ в конечном итоге редуцируется к решению СЛАУ с симметричной положительно полуопределенной матрицей A размерности $(n \times n)$, где n — число точек на S с известными координатами (ξ_1, ξ_2, ξ_3) , использованных для построения аналитической аппроксимации.

Пусть в N точках заданы (в декартовой системе координат $0 \leq \xi_1, \xi_2, \xi_3$) приближенные значения высот $\xi_{3,\delta}^{(i)}$ некоторых точек $(\xi_1^{(i)}, \xi_2^{(i)})$, $i = 1, 2, \dots, N$. Принимается, что

$$\xi_{3,\delta}^{(i)} = \xi_3^{(i)} + \delta_3^{(i)}, \quad (6)$$

где

$\xi_3^{(i)}$ — точные значения высот,

$\delta_3^{(i)}$ — погрешности в задании высот, и что координаты $(\xi_1^{(i)}, \xi_2^{(i)})$ заданы точно.

Принимается, что априорно известны константы в неравенствах

$$0 < \delta_{\min}^2 \leq \|\delta \xi_3\|^2 \leq \delta_{\max}^2 < +\infty \tag{7}$$

и что

$$(z, \delta z) = 0, \tag{8}$$

где

$\delta \xi_3$ – N -вектор помехи (с компонентами $\delta_3^{(i)}$, $i = 1, 2, \dots, N$),

$\xi_3^{(i)}$ – N -вектор полезного сигнала (с компонентами $\xi_3^{(i)}$, $1 \leq i \leq N$).

По указанным данным требуется построить аналитическое представление функции $\xi_3(\xi_1, \xi_2)$ в форме интеграла Фурье.

Элементы матрицы A для F -аппроксимации рельефа вычисляются в элементарных функциях:

$$a_{i,j} = \frac{2\varepsilon}{\pi(4\varepsilon^2 + (\xi_1^{(i)} - \xi_1^{(j)})^2 + (\xi_2^{(i)} - \xi_2^{(j)})^2)^{3/2}}. \tag{9}$$

Для линейной аппроксимации $\tilde{z}^{(a)}(x, y)$ на основании интеграла Фурье получаем соответствующее интегральное представление, при этом интегралы также вычисляются в элементарных функциях:

$$\tilde{\xi}_3^{(j)}(\xi_1^{(j)}, \xi_2^{(j)}) = \frac{2\varepsilon}{\pi} \sum_{i=1}^N \frac{\lambda_i}{(4\varepsilon^2 + (\xi_1^{(i)} - \xi_1^{(j)})^2 + (\xi_2^{(i)} - \xi_2^{(j)})^2)^{3/2}} \tag{10}$$

Для оценки точности аппроксимации рельефа поверхности Земли интегралом Фурье на реальных топографических материалах были использованы данные по высотным отметкам по Сибирской площади, описанной выше. Всего было использовано 2721 точек. F -аппроксимации рельефа были получены с различными параметрами $\varepsilon = 0,05, 0,10$ и $0,20$ м. Полученные СЛАУ решались с использованием описанных выше программ S-1, S-5 и S-6, а также использовались значения множителей Лагранжа, полученные как средние арифметические по трем методам. Полученные результаты (относительные и среднеквадратические погрешности) представлены в таблице 1. Оценка сходимости различных методов решения СЛАУ представлена в таблице 2.

Таблица 1

ε м	σ_{\min} м	σ_{\max} м	$\gamma_i = \frac{\ h_{изм} - h_{анпр}^{(i)}\ _E}{\ h_{изм}\ _E}$				Среднеквадратические отклонения, м			
			γ_1	γ_2	γ_3	γ_4	σ_1	σ_2	σ_3	σ_4
0,05	0,04	0,10	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,07	0,07	0,06	0,05
0,10	0,10	0,14	0,0006	0,0006	0,0006	0,0003	0,12	0,11	0,12	0,06
0,20	0,10	0,14	0,0006	0,0006	0,0003	0,0004	0,12	0,11	0,06	0,08

Таблица 2

ε М	σ_{\min} М	σ_{\max} М	$\gamma_{ik} = \frac{\ h_{\text{аннр}}^{(i)} - h_{\text{аннр}}^{(k)}\ _E}{\ h_{\text{изм}}\ _E}$					
			γ_{12}	γ_{13}	γ_{14}	γ_{23}	γ_{24}	γ_{34}
0,05	0,04	0,10	0,0000	0,0003	0,0001	0,0005	0,0002	0,0003
0,10	0,10	0,14	0,0011	0,0007	0,0005	0,0008	0,0006	0,0003
0,20	0,10	0,14	0,0001	0,0006	0,0002	0,0006	0,0002	0,0004

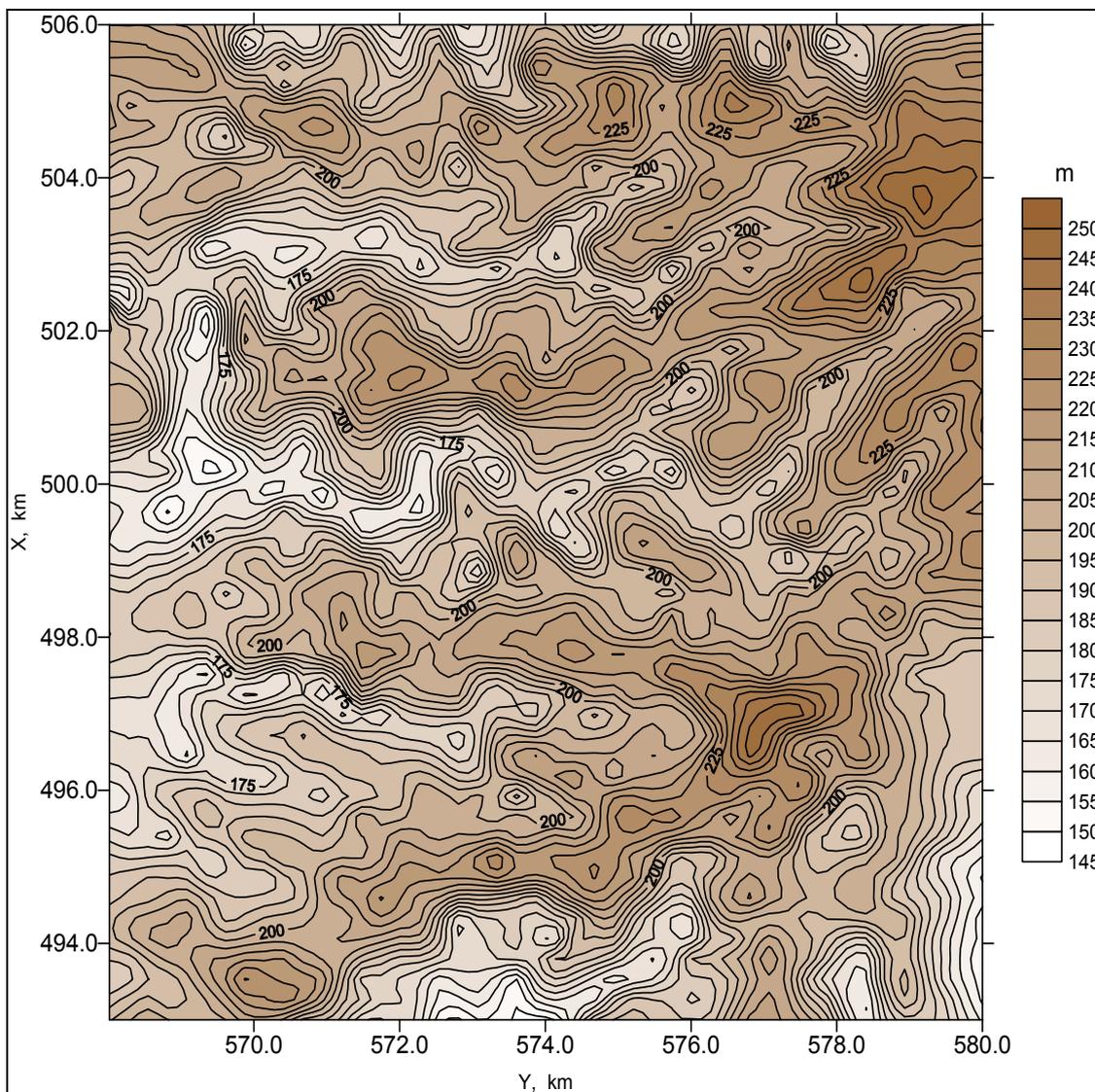


Рис. 4. Модельный пример №2
Карта рельефа земной поверхности по результатам F-аппроксимации

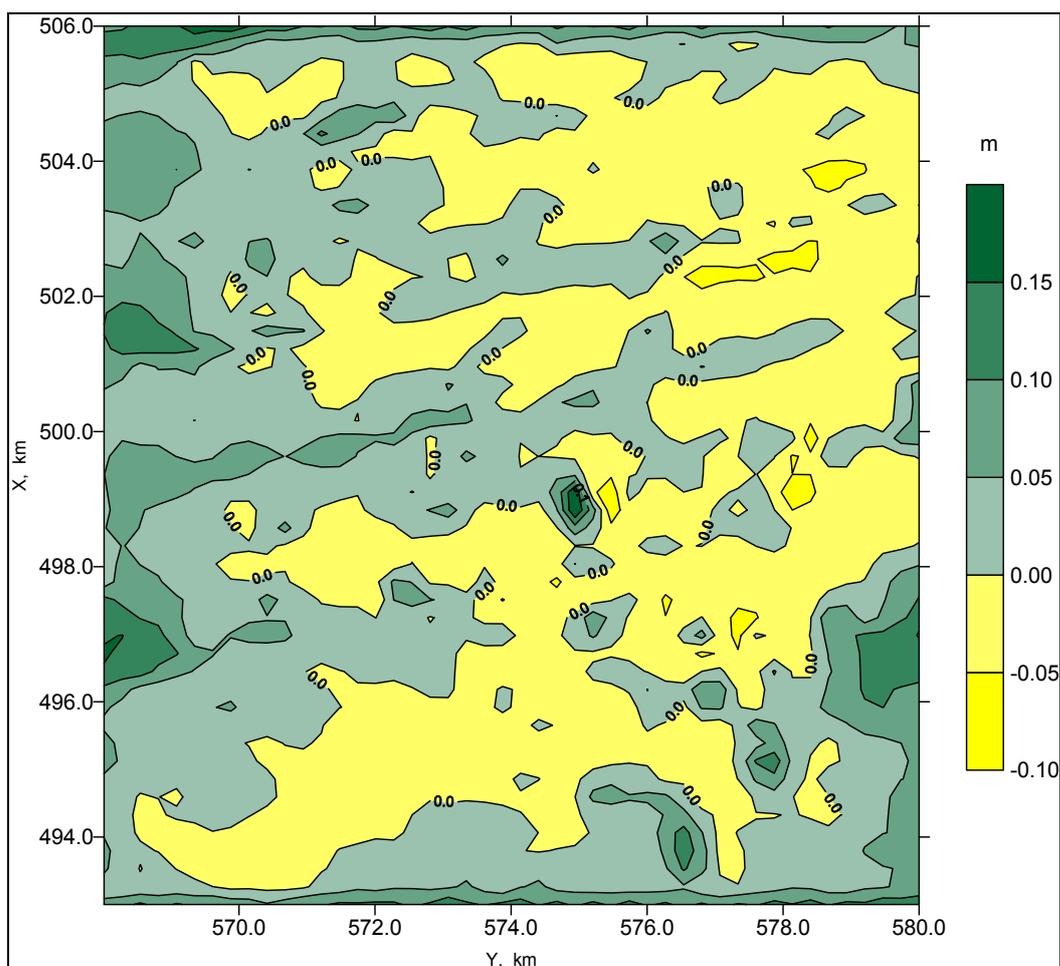


Рис. 5. Модельный пример №2
Карта разностного рельефа земной поверхности

Модельный пример № 3

Построение аналитической аппроксимации рельефа совместной S-, F-аппроксимацией

Функция $\Delta\xi_3(\xi_1, \xi_2)$, описывающая рельеф земной поверхности, представляет собой значения вертикальной производной потенциала большой группы (7000) точечных источников с различной избыточной плотностью, залегающих на расстоянии от 3,7 до 5,7 км ниже дневного рельефа, в точках горизонтальной плоскости $x_3 = 0$ км на равномерной сети точек $x^{(i)} = (x_1^{(i)}, x_2^{(i)})$, $1 \leq i \leq N$. Общее количество точек измерений $N = 9656$, сеть нерегулярная. Из-за большого количества точечных источников смоделированный рельеф напоминает реальный в горной местности (рис. 4 и 5).

Из полученных результатов по построению аналитической аппроксимации рельефа следует, что совместная S-F-аппроксимация позволяет построить аналитическую аппроксимацию рельефа горной поверхности с достаточно высокой степенью точности (среднеквадратическое отклонение $\sigma_0 \approx 20$ см). Построение аналитической аппроксимации горного рельефа – одна из самых трудных задач, поэтому общее вычислительное время здесь достаточно велико.

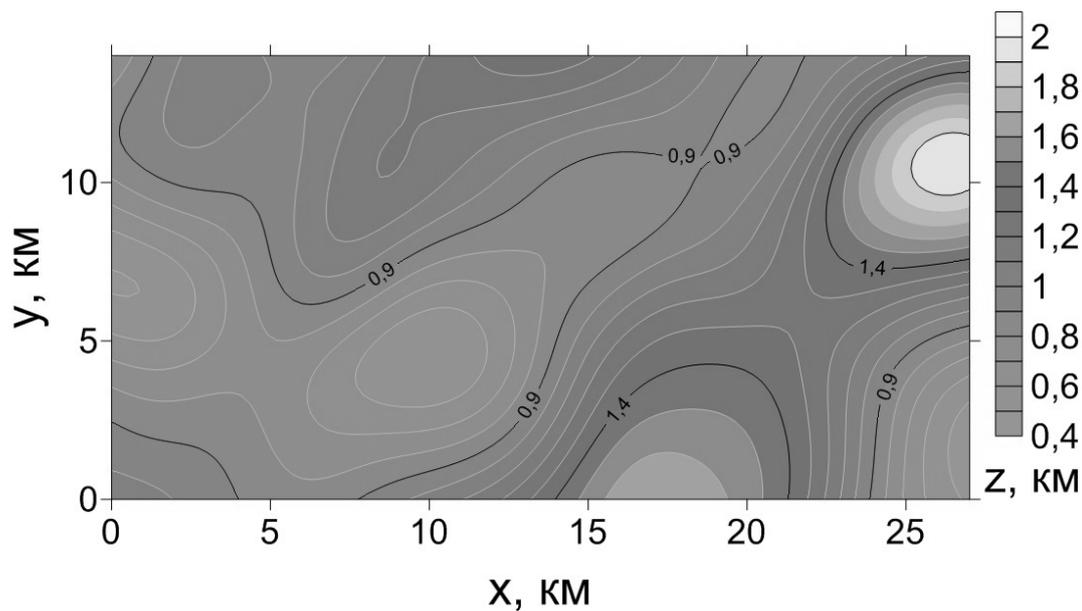


Рис. 6. Модельный пример №3.
Карта изолиний рельефа.

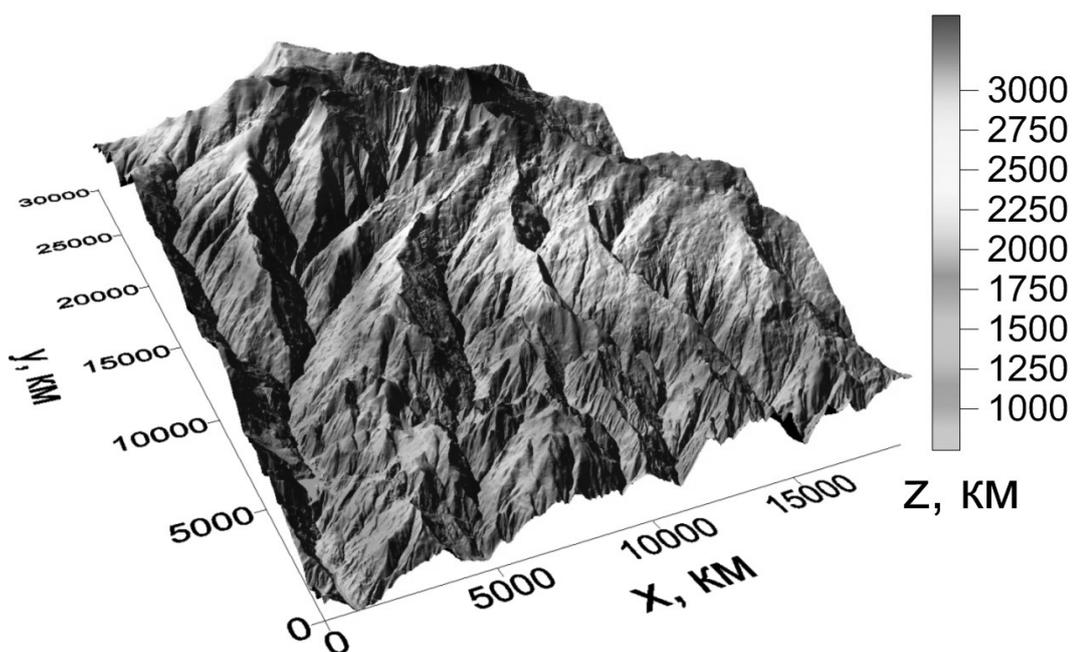


Рис. 7. Модельный пример №3.
Трехмерное изображение рельефа.

Выводы

Результаты апробирования алгоритмов и программ аппроксимационного подхода к спектральному анализу гравитационных и магнитных аномалий и построению аналитических аппроксимаций с помощью основной формулы теории гармонических функций на модельных и фактических гравиметрических и магнитометрических данных позволяют сделать следующие выводы:

1. Результаты исследований подтверждают теоретические выводы об эффективности аппроксимационного подхода к спектральному анализу (F-аппроксимация) гравитационных и магнитных аномалий и к построению аппроксимаций с помощью суммы простого и двойного слоев (S-аппроксимация).
2. Методы F- и S-аппроксимации, модифицированный метод S-аппроксимации, а также метод совместной S-, F-аппроксимации являются высокоэффективными способами аналитической аппроксимации гравимагнитных полей и рельефа земной поверхности.
3. Разработанные алгоритмы и программы являются эффективным инструментом обработки и интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных, заданных на неравномерной и разновысотной сети.
4. Используемые методы и компьютерные программы решения СЛАУ (модифицированный метод М.М. Лаврентьева, модифицированный метод Холецкого и итерационный метод В.Н. Страхова) имеют достаточно высокую сходимость между собой.
5. Для нахождения устойчивых решений больших СЛАУ ($N \geq 10000$) целесообразно использовать регуляризованный итерационный трехслойный метод Чебышева с применением блочного метода контрастирования.

Литература

1. Керимов И.А. Использование F-аппроксимации при интерпретации гравиметрических данных. I. Методика и результаты опробования на модельных примерах // Физика Земли. – 2003. – №1. – С. 57–76.
2. Керимов И.А. Использование F-аппроксимации при интерпретации гравиметрических данных. II. Результаты опробования на материалах гравиметрических и магнитометрических съемок // Физика Земли. – 2009а. – №5. – С. 77–93.
3. Керимов И.А. F-аппроксимации рельефа земной поверхности // Физика Земли, 2009б. – №8. – С. 101–112.
4. Керимов И.А. Метод F-аппроксимации при решении задач гравиметрии и магнитометрии. – М.: Физматлит, 2011а. – 264 с.
5. Керимов И.А. Теория и компьютерные технологии аналитических аппроксимаций аномальных потенциальных полей // Геология и геофизика Юга России. – 2011б. – №2. – С. 50–63.
6. Раевский Д.Н. Параллельные алгоритмы решения плохо обусловленных систем линейных алгебраических уравнений больших размерностей // Суперкомпьютерные дни в России: труды международной конференции. – М.: МГУ, 2016. – С. 912–925.
7. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. – 2015а. – №2. – С. 44–54.
8. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. – 2015б. – №2. – С. 55–66.
9. Степанова И.Э. Метод R-аппроксимаций при интерпретации данных детальной гравиметрической и магнитометрической съемок // Физика Земли. – 2009а. – № 4. С. 17–30.
10. Степанова И.Э. Метод R-аппроксимаций при интерпретации данных гравимагниторазведки // Геофизический журнал. – 2009б. – Т. 31. №3. – С. 53–62.

11. Степанова И.Э., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. О повышении эффективности модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. – 2016. – №1. – С. 149–160.
12. Страхов В.Н. Геофизика и математика // Физика Земли. – 1995. – №12. – С. 4–23.
13. Страхов В.Н., Керимов И.А. Аппроксимационные конструкции спектрального анализа (F-аппроксимация) гравиметрических данных // Физика Земли. – 2001. – №12. – С. 3–20.
14. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. – М.: ИФЗ РАН, 2009. – 254 с.
14. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) // Физика Земли. – 2002. – №2. – С. 3–19.
16. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // Физика Земли. – 2002. – №7. – С. 3–12.
17. Страхов В.Н., Степанова И.Э., Керимов И.А. К вопросу о вычислении поправок за рельеф // Физика Земли. – 2002. – №4. – С. 55–66.

COMBINED APPROXIMATION METHODS FOR SOLVING THE PROBLEMS OF GRAVITY AND MAGNETIC PROSPECTING

© 2018 I.A. Kerimov, Sc. Doctor (Phys.-Math.), Prof.,
I.E. Stepanova, Sc. Doctor (Phys.-Math.),
D.N. Raevskiy, Sc. Candidate (Phys.-Math.)

The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,
Russia, 123995 Moscow, B. Gruzinskaya Str., 10-1,
e-mail: kerimov@ifz.ru

The article investigates the interrelation of various variants of the method of linear integral representations. Combined approximations of the relief and geopotential fields allow for a more subtle «tuning» of the method in solving the inverse problems of geophysics and geomorphology, and also take into account a priori information about altitude marks and elements of anomalous fields. A description of the procedure for finding the numerical solution of the inverse problem in the search for distributions of mass carriers equivalent in the external field is given. The results of a mathematical experiment are discussed.

Keywords: approximation, regularization, combined methods, integral representations, error.

References

1. Kerimov I.A. Ispol'zovanie F-approksimacii pri interpretacii gravimetricheskikh dannyh. I. Metodika i rezul'taty oprobovaniya na model'nyh primerah [The use of F-approximation in the interpretation of gravimetric data. I. Methods and results of testing on model examples]. *Fizika Zemli*. 2003. No.1. Pp. 57–76. (in Russian)

2. Kerimov I.A. Ispol'zovanie F-approksimacii pri interpretacii gravimetriceskih dannyh. II. Rezul'taty oprobovanija na materialah gravimetriceskih i magnitometriceskih s#emok [The use of F-approximation in the interpretation of gravimetric data. II. Results of testing on gravimetric and magnetometric surveys]. *Fizika Zemli*. 2009a. No.5. Pp. 77–93. (in Russian)
3. Kerimov I.A. F-approksimacii rel'efa zemnoj poverhnosti [F-approximations of the relief of the earth's surface]. *Fizika Zemli*, 2009b. No.8. Pp. 101–112. (in Russian)
4. Kerimov I.A. Metod F-approksimacii pri reshenii zadach gravimetrii i magnitometrii. [Method of F-approximation in solving problems of gravimetry and magnetometry]. M. Fizmatlit, 2011a. 264 p. (in Russian)
5. Kerimov I.A. Teorija i komp'juternye tehnologii analiticeskih approksimacij anomal'nyh potencial'nyh polej [Theory and computer technologies of analytic approximations of anomalous potential fields]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*. 2011b. No.2. Pp. 50–63. (in Russian)
6. Raevskij D.N. Parallel'nye algoritmy reshenija ploho obuslovlennyh sistem linejnyh algebraiceskih uravnenij bol'shih razmernostej [Parallel algorithms for solving ill-conditioned systems of linear algebraic equations of large dimensions]. *Superkomp'juternye dni v Rossii: trudy mezhdunarodnoj konferencii*. M. MGU, 2016. Pp. 912–925. (in Russian)
7. Raevskij D.N., Stepanova I.Je. O reshenii obratnyh zadach gravimetrii s pomoshh'ju modificirovannogo metoda S-approksimacij [On the solution of inverse problems of gravimetry using the modified method of S-approximations]. *Fizika Zemli*. 2015a. No.2. Pp. 44–54. (in Russian)
8. Raevskij D.N., Stepanova I.Je. Modificirovannyj metod S-approksimacij. Regional'nyj variant [Modified method of S-approximations. Regional version]. *Fizika Zemli*. 2015b. No.2. Pp. 55–66. (in Russian)
9. Stepanova I.Je. Metod R-approksimacij pri interpretacii dannyh detal'noj gravimetriceskoj i magnitometriceskoj s#emok [Method of R-approximations in the interpretation of detailed gravimetric and magnetometric data]. *Fizika Zemli*. 2009a. No. 4. Pp. 17–30. (in Russian)
10. Stepanova I.Je. Metod R-approksimacij pri interpretacii dannyh gravimagnitorazvedki [The method of R-approximations in the interpretation of gravimagnetic survey data]. *Geofiziceskij zhurnal*. 2009b. Vol. 31. No.3. Pp. 53–62. (in Russian)
11. Stepanova I.Je., Raevskij D.N., Shhepetilov A.V. O povyshenii jeffektivnosti modificirovannogo metoda S-approksimacij [On improving the efficiency of the modified method of S-approximations]. *Fizika Zemli*. 2016. No.1. Pp. 149–160. (in Russian)
12. Strahov V.N. Geofizika i matematika [Geophysics and Mathematics]. *Fizika Zemli*. 1995. No.12. Pp. 4–23. (in Russian)
13. Strahov V.N., Kerimov I.A. Approksimacionnye konstrukcii spektral'nogo analiza (F-approksimacija) gravimetriceskih dannyh [Approximation constructions of spectral analysis (F-approximation) of gravimetric data]. *Fizika Zemli*. 2001. No.12. Pp. 3–20. (in Russian)
14. Strahov V.N., Kerimov I.A., Stepanova I.Je. Razrabotka teorii i komp'juternoj tehnologii postroenija linejnyh analiticeskih approksimacij gravitacionnyh i magnitnyh polej. [Development of the theory and computer technology of constructing linear analytical approximations of gravitational and magnetic fields]. M. IFZ RAN, 2009. 254 p. (in Russian)

15. Strahov V.N., Stepanova I.Je. Metod S-approksimacij i ego ispol'zovanie pri reshenii zadach gravimetrii (lokal'nyj variant) [S-approximation method and its use in solving the problems of gravimetry (a local version)]. *Fizika Zemli*. 2002. No.2. Pp. 3–19. (in Russian)

16. Strahov V.N., Stepanova I.Je. Metod S-approksimacij i ego ispol'zovanie pri reshenii zadach gravimetrii (regional'nyj variant) [S-approximation method and its use in solving the problems of gravimetry (regional version)]. *Fizika Zemli*. 2002. No.7. Pp. 3–12. (in Russian)

17. Strahov V.N., Stepanova I.Je., Kerimov I.A. K voprosu o vychislenii popravok za rel'ef [On the question of calculating the corrections for the relief]. *Fizika Zemli*. 2002. No.4. Pp. 55–66. (in Russian)

УДК 556.32

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16545

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ БАЗЫ ДАННЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АРТЕЗИАНСКИХ СКВАЖИН ТЕРСКО-КУМСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

© 2018 С.А. Мамаев, к.т.н., Ж.Г. Ибаев, А.Ш. Гусейнова,
А.С. Курбанисмаилова, А.С. Мамаев

ФГБУН Институт геологии Дагестанского научного центра РАН,
Россия, 367010, Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. Ярагского, 75,
e-mail: dangeogis@mail.ru

Современные геоинформационные (ГИС) технологии дают возможность хранить и обрабатывать разнообразную пространственно-распределенную информацию, накопленную человечеством в результате хозяйственной деятельности. Использование таких технологий позволяет отображать пространственную информацию в виде разнообразных электронных карт. Такая организация данных позволяет на высоком научно-методическом уровне решать широкий спектр научных и прикладных задач, связанных с рациональным использованием природных ресурсов и охраной окружающей среды. В данной статье рассмотрены вопросы разработки геоинформационной базы данных (БД) Терско-Кумского артезианского бассейна (ТКАБ), описана структура базы и приведены примеры ее использования для решения различных инженерно-геологических задач. Показано как на основе информации из базы данных разрабатывать специальные тематические карты, обладающие достаточной степенью детальности, необходимой при решении задач анализа и прогноза развития различных геологических процессов, возникающих в результате использования природных ресурсов в хозяйственной деятельности.

Используя все имеющиеся сведения о гидрогеологическом объекте, в том числе хранящиеся в базах графических и семантических данных, в статье также описана методика создания математических моделей артезианских бассейнов (на примере ТКАБ). Приведены различные требования к системе моделей, детализированы цели и задачи моделирования, определены различные критерии оценки качества решения, сроки решения, финансовые, людские, материальные ресурсы и т.п.

Ключевые слова: геоинформационные системы, Терско-Кумский артезианский бассейн, электронная карта, база данных, математическое моделирование.

Состояние вопроса

Длительная эксплуатация артезианского бассейна в стихийно нарастающих темпах в ряде районов Северного Дагестана привела к истощению запасов, региональному загрязнению и ухудшению химического состава подземных вод, затоплению и засолению значительных территорий приартезианских земель и заметному оседанию поверхности земли [Курбанов, 2001; Мамаев, 2006], что может нанести ущерб народному хозяйству и спровоцировать техногенные сейсмические события.

Территория, на которой происходят вышеуказанные процессы, находится в области Восточно-Предкавказской гидрогеологической провинции Терско-Кумского артезианского бассейна (рис. 1).

В геологическом отношении в ТКАБ выделены следующие водоносные горизонты (ВГ) и комплексы (ВК) [Курбанов, 2001; Мамаев, 2006]: аллювиальный средне-верхнечетвертичный ВГ (aQ_{II-III}); аллювиальный нижне-четвертичный ба-

кинский ВГ (aQ_{1b}); морской средне-верхнетчетвертичный хазаро-хвалынский ВК (mQ_{II-III}hz-hv); морской нижнетчетвертичный бакинский ВК (mQ_{1b}); морской верхнеапшеронский ВК (Q_{Eap2}); Совместный морской четвертичный и верхнеапшеронский ВК(Q+Q_{Eap2}); морской нижнеапшеронский ВК (Q_{Eap1}); акчагыл-апшеронский ВК (Q_{Eap}+N_{2ак}); акчагылский ВГ (N_{2ак}); конско-караганский ВГ (N₁²kn-kg); чокракский ВГ(N₁ç).

В пределах Северо-Дагестанской части ТКАБ в основном наблюдаются следующие водоносные горизонты и комплексы: аллювиальный средне-верхнетчетвертичный ВГ (aQ_{II-III}ВГ), аллювиальный нижнетчетвертичный бакинский ВГ (aQ_{1b}), морской нижнетчетвертичный бакинский ВК (mQ_{1b}), морской верхне-апшеронский ВК (Q_{Eap2}), морской нижнеапшеронский ВК (Q_{Eap1}), акчагылский ВК (N_{2ак}) (рис. 1).

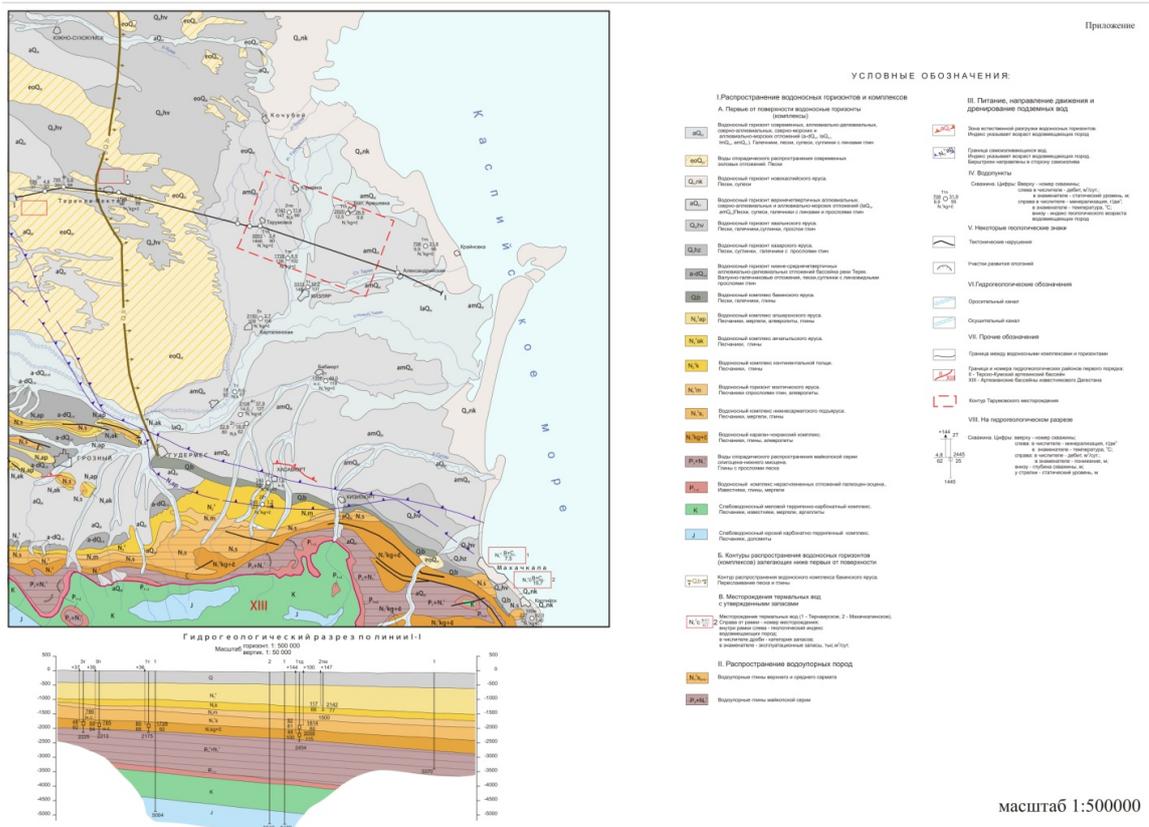


Рис. 1. Обзорная гидрогеологическая карта Терско-Кумского артезианского бассейна

Анализ результатов полевых исследований показывает, что, если в ближайшие годы не будут предприняты радикальные меры по коренному улучшению существующей стихийно-хищнической системы эксплуатации артезианского бассейна, то могут наступить необратимые процессы загрязнения и истощения ресурсов пресных подземных вод Дагестана.

Для решения указанной задачи необходимо иметь систему, позволяющую эффективно управлять пространственно-распределенной информацией, описывающей ресурсы и качество пресных подземных вод. Анализ и обработка такой информации в целом даже в пределах небольшой территории, прилегающей к одной артезианской скважине является достаточно трудоемкой задачей. Поэтому для работы с такого рода информацией используются геоинформационные системы (ГИС).

Использование ГИС обеспечивает сбор, обработку, хранение, отображение и мониторинг пространственно распределенных геоданных, позволяет осуществлять их интегрирование по территориям с целью эффективного использования и решения прикладных задач, связанных с управлением окружающей средой и анализом качества подземных вод [Марков, 2000, 2003; Создание гидрогеологических..., 2001; Трифонова и др., 2005; Alloggen et al., 2015; IDEF1X, 1993; Klein. Hirshhein. 1987; Manna, Pnueli, 1992].

Использование ГИС является новым важным этапом развития научных исследований, особенно в направлениях, которые имеют прямое отношение к изучению пространственных особенностей природных объектов, в частности в геологии. Также для использования ГИС большое значение имеет прогресс элементной и программной базы современных ЭВМ. В настоящее время имеются мощные системы обработки геоданных, создаваемые крупными компаниями, которые широко используются в разных странах, самой известной из которых является ESRI ArcGIS.

Технологии ГИС широко используются для инженерно-геологического картирования, планирования развития территорий, прогноза опасных природных процессов, оценки различных рисков [Создание гидрогеологических..., 2001; Трифонова и др., 2005].

Результатом этих работ должно стать создание интегрированной ГИС для информационного обеспечения при обосновании проектов строительства конкретных скважин и планирования устойчивого развития территории бассейна.

Методика работ и результаты

Для оценки сложившихся геологических условий исследуемой территории Институтом геологии ДНЦ РАН с 2002 по 2015 годы разрабатывалась ГИС, включающая в себя четыре основных компонента: ввод информации (табличный набор, сканирование картографического материала, дистанционные методы); хранение, оперативное использование и пополнение данных; обработка и моделирование полей геологических параметров; представление информации (карты, таблицы или отчеты).

Для решения первых двух задач были выполнены работы по созданию базы данных гидрогеологической информации, в которую было включено более 1600 скважин [Мамаев, Ибаев, 2014; Мамаев и др., 2016, 2017а, б; Курбанов и др., 2006, 2009; Ибаев, Мамаев, 2008; Залибеков и др., 2012]. Рассматриваемая база данных является частью более общей базы гидрогеологической информации Терско-Кумского артезианского бассейна. Гидрогеологическая информация обобщалась по районам Республики Дагестан. База данных создана в системе управления базами данных Microsoft Access и ориентирована на использование в программных продуктах ESRI, которые полностью соответствуют поставленным задачам.

Отметим, что использование мощных пакетов программ фирмы ESRI позволяет не только отражать имеющиеся данные в виде карт и различных полей свойств, но и проводить анализ данных, моделирование геологических полей во времени и пространстве, получать новую информацию.

Структура базы данных представлена на рисунке 2 и включает в себя общую информацию по скважине (координаты, глубина, уровень грунтовых вод, абсолютная отметка, и др.), а также ее характеристики с описанием разреза, литологии пород, возраста, физико-механических свойств.

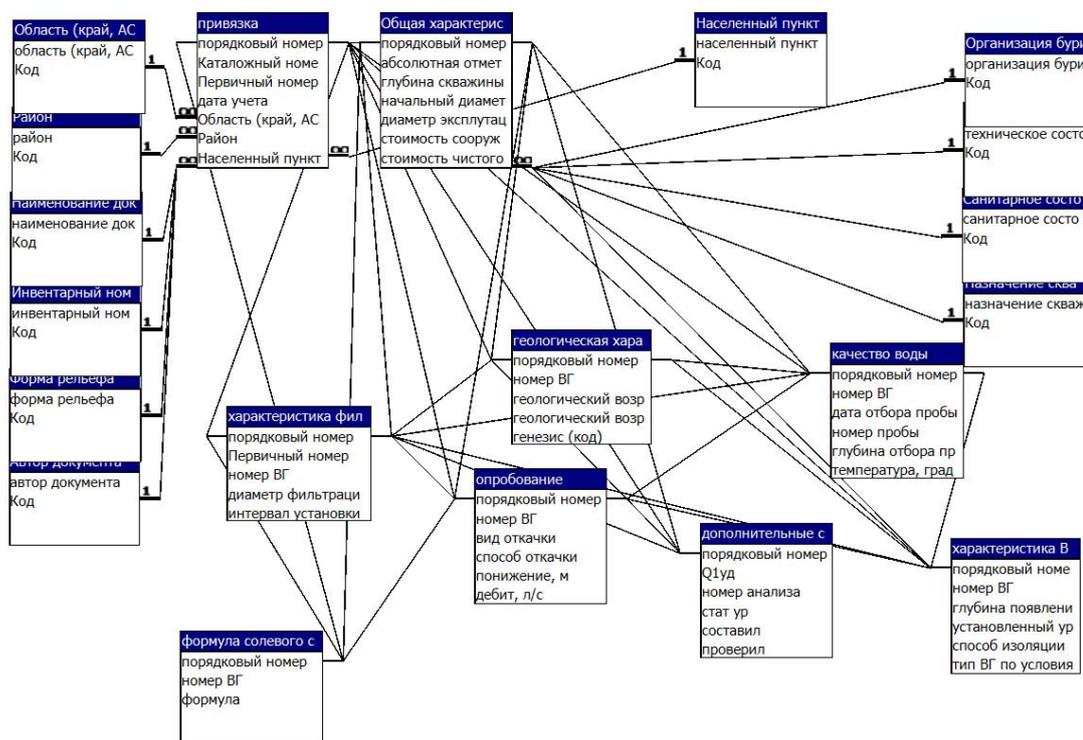


Рис. 2. Структура базы данных гидрогеологической информации.

Небольшой фрагмент информации, хранящийся в разработанной нами базе данных, приведен в таблице 1.

Таблица 1.

Данные о скважинах, включенных в базу данных

Привязка							
№ п/п	Номер по каталогу	Первичный номер	Дата учета	Обл.	Район	Населенный пункт	Точное местоположение
1	16			Р.Д.	Ногайский	с. Восточно-Сухокумск	3 км к северо-востоку
2	87			Р.Д.	Ногайский	с. Калинин-аул	4 км к западу
3	193			Р.Д.	Ногайский	Кутан к-з Кирова	к-з Кирова

Для поиска и просмотра информации из базы данных разработаны специальные формы в виде окон (рис. 3), где содержатся подробные данные по каждой скважине.

Разработанная нами база данных имеет открытую архитектуру и может быть дополнена любой информацией, полученной в ходе полевых исследований, что даст возможность отразить современное состояние геологических объектов, в условиях значительной динамики изменений их свойств, в первую очередь на территории Северного Дагестана.

Собранный в базе данных материал использовался в дальнейшем при построении специальных инженерно-геологических электронных карт для разработки плана развития бассейна.

Скважины Терско-Кумского артезианского бассейна

КОординАТ

Северная широта

гр | м | с

Восточная долгота

гр | м | с

Порядковый номер

Речной бассейн

Номер по каталогу

расчетный участок речного бассейна

Первичный номер

водохозяйственный участок (подучасток)

Дата учета

форма рельефа

Область

расстояние до постоянного водотока (км)

Район

номенклатура планшета м-ба 1:200000

Населенный пункт

инвентарный номер Советгеолфонд

Точное местоположение

Наименование документа

бассейн подземных вод

Автор документа

месторождение подземных вод

Инвентарный номер ГРФ

поиск

Сброс

Сортировка скважин по району

Поиск по населенному пункту

ПРОСМОТР ДАННЫХ

Общая характеристика

Геологическая характеристика

Характеристика водоносного горизонта

опробование

Характеристика фильтра

Дополнительные сведения

формула солевого состава

Качество воды

ПЕЧАТЬ

Редактирование изменение дополнение

Записи: 1 из 1

Нет фильтра

Поиск

Рис. 3. Главное окно для работы с базой данных

Для построения электронных карт использовалась программа ArcGIS 9.3. ArcGIS поддерживает следующие виды работ с информацией:

- создание пространственных баз данных ГИС (векторные объекты, растры, топология, сети и т.д.);
- интеллектуальные карты, которые показывают пространственные объекты и отношения между ними;
- набор инструментов геообработки для получения географических данных из существующих наборов данных.

Заметим, что ArcGIS использована нами как «окно» в базу данных при помощи специальных скриптов (hotlink), поддерживающих запросы, анализ и редактирование информации.

Уникальную специфику электронной карте обеспечивает наличие многочисленных дополнительных информационных слоев (топооснова, административные районы, населенные пункты, гидрография, села, транспорт и т.д.), объединение которых с собственно «полезной» информацией из базы данных обеспечивает электронной карте наглядность и высокую информативность.

Основой геоинформационной системы Северо-Дагестанского артезианского бассейна является электронная карта масштаба 1:100000, подготовленная в ГИС-центре Института геологии ДНЦ РАН, с помощью программы ArcGIS 9.3.

В процессе создания карты была проведена привязка карты-основы к выбранной системе координат и перевод пространственных объектов в электронную форму. Используя возможности модуля Arc Catalog, созданы шейп-файлы, в которых содержится информация о различных геологических объектах. При создании шейп-файла задается соответствующее имя и определяется тип объектов, которые он будет содержать (линии, точки, полигоны). Для различной информации в специ-

альных полях вводится тип данных. К примеру, шейп-файлы, которые содержат информацию о распространении различных типов почв, были оцифрованы в виде полигонов, шейп-файл «реки» оцифрован в виде полилиний, шейп-файл «скважины» – в виде точек. Каждый шейп-файл включает в себя таблицу атрибутов, которая включает всю информацию о пространственных объектах. Например, таблица атрибутов шейп-файла «скважины» содержит следующие поля: номер скважины по каталогу, дебит, температура, абсолютная отметка и т.д.

После добавления атрибутивных полей начинается процесс редактирования в ArcMap. Его выполнение требует больших временных затрат, так как в зависимости от особенностей обрабатываемого картографического материала количество пространственных объектов в одном шейп-файле резко увеличивается.

После оцифровки пространственных объектов и создания атрибутивных таблиц можно использовать средства визуализации ArcGIS. В частности выбор цветов или другого внешнего вида по любому выбранному атрибуту или по их соотношению.

Также ArcGIS позволяет определять точные площади контуров по разным параметрам. Программа автоматически подготавливает необходимые компоненты для печати карт: создает координатную сетку, формирует легенду, масштаб и т.д.

Возможности визуализации пространственных данных в ГИС позволяют создавать картографические материалы качественного научного содержания. Также имеется возможность совместного показа на создаваемых картах самых разных геоинформационных данных.

В результате применения возможностей ArcGIS 9.3 к информации, собранной в базе данных, построена карта фактического материала (рис. 4). На данной карте отображено более 1,5 тыс. скважин, информация о которых содержится в базе данных. Как видно из рисунка 4, наибольшую плотность эти скважины имеют на территории Северного Дагестана, где и наблюдаются указанные выше негативные процессы влияния на окружающую среду и качество подземных вод. Данный фактический материал в дальнейшем использован нами для решения задач математического моделирования в гидрогеологии.

Методы математического моделирования наиболее эффективны и экономичны при подсчете запасов подземных вод, проектировании водозаборов, оценке экологической обстановки прилегающих территорий и т.д. Решение задач моделирования с помощью компьютера начинают с того, что составляют несколько расчетных гидродинамических схем. Изучают каждую из них с точки зрения экономичности и в итоге выбирают самую оптимальную. Рассчитывают оптимальную длину, диаметр и число скважин, которые будут подавать наибольшее количество воды при наименьших затратах. При этом автоматически производятся расчеты: снижения напора подземных вод в будущем, расстояния, на которые распространяется влияние водозабора, и как это отразится на работе других скважин, колодцев и экологии окружающей среды. Определенную роль при математическом моделировании играют и методы Монте-Карло. Они заключаются в моделировании случайного процесса, наблюдении и нахождении подхода к решению задачи об оптимальном расположении скважин, их числа, расстоянии между ними, сводя эту задачу к задаче принятия решения при многокритериальных условиях (влияние на окружающую среду, стоимость бурения, потребность в воде, и т.д.).

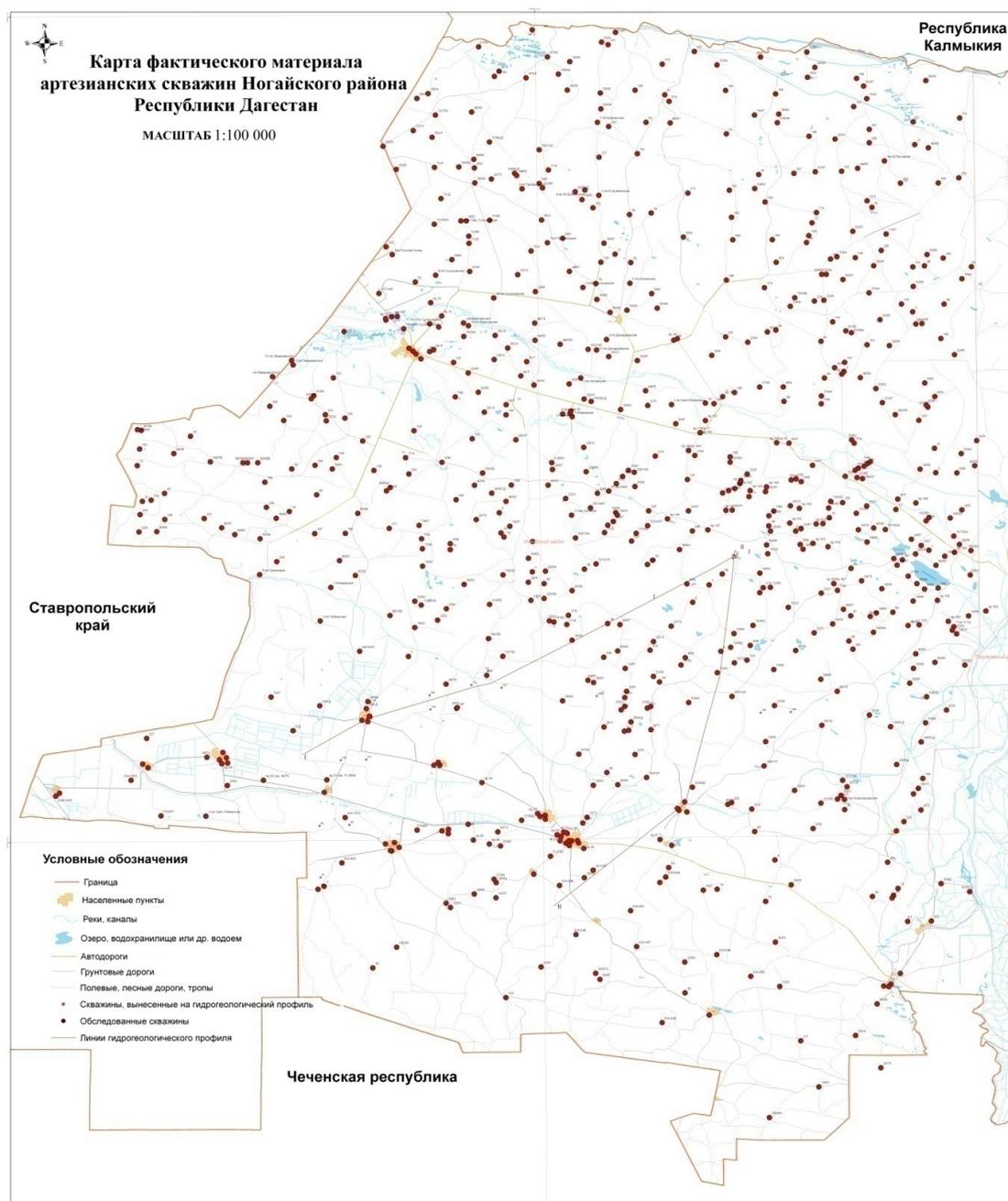


Рис. 4. Карта фактического материала артезианских скважин Ногайского района

В Институте геологии ДНЦ РАН разрабатывается система для создания и трехмерной визуализации объемных локальных или региональных моделей различных геологических объектов. Этой системой формируется объектно-ориентированная трехмерная цифровая модель, в любой точке которой оказываются определенными задаваемые при ее построении параметры – литолого-стратиграфические характеристики и петрофизические параметры пород, данные геофизических исследований, глубины залегания границ и пр. Объектный принцип создания модели означает, что каждый элемент модели или их произвольная комбинация, представляет собой отдельный самодостаточный объект, допускающий работу с ним в отрыве от модели в целом.

Проектирование трехмерных математических локальных моделей проводится с учетом результатов, полученных на региональной модели, а также требований к локальной модели.

Граничные условия поставленной задаче задаются с использованием специальных программных средств. Границы локальной модели в разрезе задаются с учетом границ структурных элементов, составляющих общую региональную модель, поскольку локальная модель должна более точно отображать литологическое строение объекта, ее структура может значительно отличаться от структуры соответствующей области региональной модели.

Построение объемных геологических моделей (разрезов) проводится с помощью возможностей, которые предоставляет программный модуль 3D Analyst. На рисунке 5 показан пример построения гидрогеологических разрезов на основании данных по скважинам. Процесс построения таких моделей происходит следующим образом. По имеющимся скважинам составляется таблица, в которой указывается, на какой высоте находятся различные породы. Таким образом, скважины представляют собой опорные точки. По этим точкам программа экстраполирует поверхность разреза. При построении объемной модели добиваются равенства балансовых составляющих потока подземных вод по границам локальной модели, рассчитанных на региональной и локальной моделях. Если модели слоистые, то обеспечить выполнение этого критерия можно только при условии равенства каждого слоя региональной модели суммарной водопроницаемости составляющих его слоев локальной модели [http://unesco.kz/water/met_4_r.htm]. В процессе проектирования локальной модели может потребоваться сбор дополнительных данных. Новая информация используется для пополнения баз графических и семантических данных.

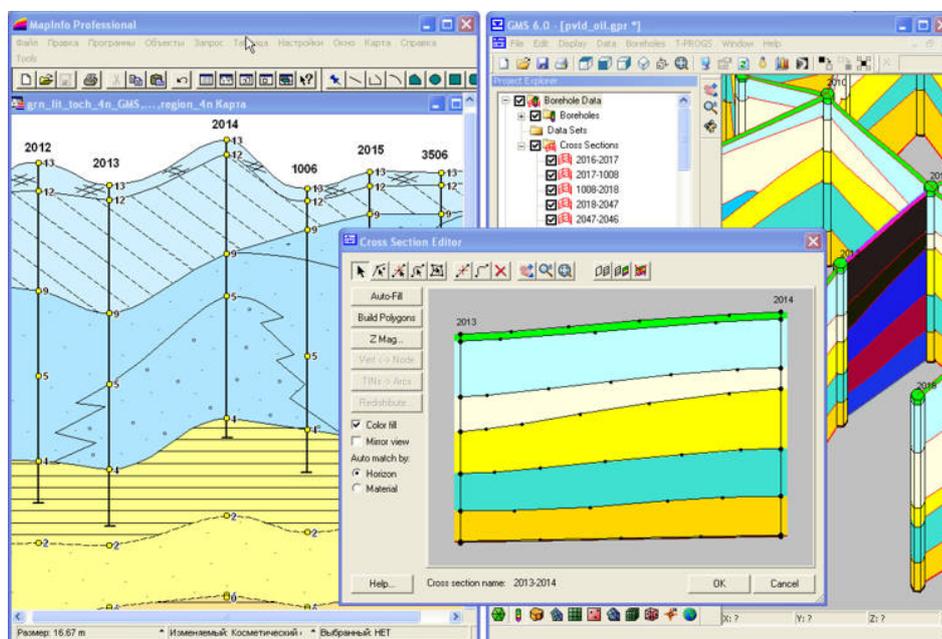


Рис. 5. Построение гидрогеологических разрезов на основании данных по скважинам

Исходными данными для локальной модели обычно выступают результаты, полученные при решении региональной модели, а также подобранные с ее помощью значения гидрогеологических параметров. Если структура локальной модели претерпела значительные изменения по сравнению со структурой региональной моде-

ли, принимается решение о сборе дополнительных данных, необходимых для построения карт параметров.

Заметим, что форма представления исходной информации в значительной мере определяется типом модели. Так для моделей, имеющих слоистую структуру, формируются карты параметров для каждого слоя. Если локальная модель является трехмерной, то каждому объемному телу присваивается определенный материал, с которым связан набор фиксированных значений параметров.

В целом технология формирования локальной модели во многом соответствует технологии формирования региональной модели. Главное отличие заключается в необходимости задания специфических условий по границам локальной модели. Отметим, что в качестве внешних границ выступают не только границы модели в плане. Если локальная модель не охватывает в разрезе все слои региональной модели, то необходимо определить условия по подошве ее нижнего слоя. Определение граничных условий является достаточно трудоемкой процедурой. Разработанная нами методика позволяет автоматически задать граничные условия посредством специально разработанных программных средств.

Отметим, что разрабатываемая система спроектирована максимально открытой и допускает полную адаптацию к различным информационным средам, геологическим условиям и решаемым задачам. Причем отдельные модули системы разрабатывались как автономные. Такой подход позволяет применять отдельные модули в отрыве от системы как единого целого, при решении более узких задач, или же встраивать их в уже имеющиеся системы обработки геологической информации [http://unesco.kz/water/met_4_r.htm; Тектоническая карта..., 2012].

Выводы

Для адекватного и точного описания всех свойств такого сложного геологического объекта как ТКАБ не существует единых бесспорных аналитических формул. Поэтому адекватной формой знания об этом объекте могут считаться именно соответствующие модели, ГИС и БД. Но если последние отражают реальность одновременно полно и компактно, эта форма знания становится объектом научного исследования объекта, в частности приобретает предсказательную силу. Отметим, что обработка в реляционных БД любого комбинированного запроса зачастую позволяет получить совершенно новую информацию, поскольку до такой обработки эта информация, хотя и была известна, однако другими способами практически не могла быть получена. Точнее могла бы, но во многих случаях это потребовало бы слишком больших временных затрат.

Полная реализация всех описанных выше работ по всей территории ТКАБ позволит более эффективно проводить мониторинг территории бассейна. По полученным результатам также возможно уточнение или опровержение различных теоретических концепций по геологическому строению бассейна и процессам, происходящим в нем.

Конечным итогом проводимых работ должно быть:

1. Постоянно действующая гидрогеолого-математическая модель ТКАБ.
2. База данных гидрогеолого-геофизической информации по скважинам ТКАБ.
3. Тематические картографические слои для различных геологических структур.
4. Автоматизация процесса составления геологических разрезов.
5. Трехмерная электронная карта артезианского бассейна.

Литература

1. Залибеков З.Г., Баламирзоев М.А., Мамаев С.А., Идрисов И.А., Геоинформационная система – «Почвы Дагестана» // Труды Института геологии ДНЦ РАН. – Махачкала. – 2012. – Вып. №61. – С. 207–211.
1. Ибаев Ж.Г., Мамаев С.А. Общие принципы разработки постоянно действующей гидрогеолого-математической модели Терско-Кумского артезианского бассейна // Геология и нефтегазоносность Юга России. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Институт геологии ДНЦ РАН. – Махачкала. – 2008. – Вып. №52. – С. 260–264.
2. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. – М.: Наука, 2001. – 260 с.
3. Курбанов М.К., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г. Постоянно действующая гидрогеолого-математическая модель формирования и управления ресурсами и качеством пресных подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа // Труды Института геологии ДНЦ РАН. – Махачкала. – 2006. – Вып. №50. – С. 143–147.
4. Курбанов М.К., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Гусейнова А.Ш., Мамаева А.С. Методы составления и структура базы данных для создания геоинформационных систем (ГИС) Терско-Кумского артезианского бассейна // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Институт геологии ДНЦ РАН. – Махачкала. – 2009. – Вып. №55. – С. 46–49.
5. Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г. Информационные базы данных гидрогеологических параметров артезианских скважин Северо-дагестанского артезианского бассейна // Почвы аридных территорий и проблемы охраны их биологического разнообразия. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Институт геологии ДНЦ РАН. – Махачкала. – 2014. – Вып. №63. – С. 325–329.
6. Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Гусейнова А.Ш. Гис-технологии и их применение при составлении электронных карт // Геология, геодинамика и геоэкология Кавказа. Труды института геологии ДНЦ РАН. – Махачкала. – 2016. – Вып. №66. – С. 279–283.
7. Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Гусейнова А.Ш. Электронная база данных артезианских скважин Республики Дагестан // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. – Грозный. – 2017а. – С. 330–339.
8. Мамаев С.А., Мамаев А.С., Гусейнова А.Ш., Ибаев Ж.Г. О принципах математического моделирования гидрогеологических объектов на территории Республики Дагестан // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография по материалам VII Всероссийской научно-технической конференции. – 2017б. – С. 383–392.
9. Маммаев О.А. Подземные воды Восточного Предкавказья (формирование, гидрогеохимия и процессы радиотеплогенерации). – Махачкала: ДНЦ РАН, 2006. – 280 с.
10. Марков Б.Л. Организация данных в системах мониторинга // Высокопроизводительные вычислительные системы и микропроцессоры. Сборник научных трудов ИМВС РАН за 2000 г. – М. – 2000.
11. Марков Б.Л. Проектирование систем регистрации и анализа данных // Сборник научных трудов ИМВС РАН за 2002 г. – М. – 2003.

12. Создание гидрогеологических карт с применением компьютерных технологий. – М.: ВСЕГИНГЕО МПР РФ, 2001. – 196 с.
13. Тектоническая карта Дагестана М:1:500000. Объяснительная записка // Под редакцией академика Ю.Г. Леонова. Институт геологии ДНЦ РАН. – Махачкала: «Алеф», 2012. – 130 с.
14. Трифонова Т.А., Мищенко Н.В., Краснощекоев А.Н. Геоинформационные системы и дистанционное зондирование в экологических исследованиях. – М. – 2005. – 352 с.
15. Allroggen N., Tronicke J., Delock M., Boniger U. Topographic migration of 2D and 3D ground-penetrating radar data considering variable velocities // Near Surface Geophysics. – 2015. – Vol. 13. – Pp. 253–259.
16. IDEF1X. «FIPS Integration Definition for Information Modeling (IDEF1X)» Federal Information Processing Standards Publication 184, Computer Systems Laboratory, National Institute of Standards and Technology. – 1993.
17. Klein H.K., Hirschheim R.A. A Comparative Framework of Data Modeling Paradigms and Approaches. The Computer Journal. – 1987. – Vol. 30. №1. – Pp. 8–15.
18. Manna, Z., Pnueli A. The Temporal Logic of Reactive and Concurrent Systems. Springer-Verlag. – 1992.
19. http://unesco.kz/water/met_4_r.htm.

GEOINFORMATIONAL DATABASES OF THE DATA OF HYDROGEOLOGICAL PARAMETERS OF ARTISIAN WELLS OF THE TERRY-KUM ARTISIAN BASIN

**© 2018 S.A. Mamaev, Sc. Candidate (Tech.), Zh.G. Ibaev, A.Sh. Guseinova,
A.S. Kurbanismailova, A.S. Mamaev**

Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the RAS,
Russia, 367010, Republic of Dagestan, Makhachkala, Yaragskiy Str., 75,
e-mail: dangeogis@mail.ru

Modern geoinformation (GIS) technologies make it possible to store and process a variety of spatially-distributed data accumulated by mankind as a result of economic activity. Using such technologies can display the spatial information in form of various electronic cards. This kind of organization of data allows on a high scientific and methodological level to solve a wide range of scientific and applied problems related to natural resource management and environmental protection. This article describes how to develop geographic information database (DB) of the Terek-Kuma artesian basin (TKAB), provides the structure of the base, and suggests examples of its using when solving various geotechnical problems. It is shown how, based on the information from the database, to develop special thematic maps which have a sufficient degree of accuracy, required when solving problems of analysis and forecast of development of various geological processes, arising from the use of natural resources in the economic activity.

Using all available data on a hydrogeological object, including those stored in the databases of graphic and semantic data, the article describes the method of creating mathematical models of artesian basins (on the TKAB example). Different requirements for system models are suggested, objectives and modeling tasks are detailed, and various criteria for quality assessment of solutions, decision deadlines, financial, human, material resources, etc. are defined.

Keywords: geographic information systems, Terek-Kuma artesian pool, electronic map, database, mathematical design.

References

1. Zalibekov Z.G., Balamirzoev M.A., Mamaev S.A., Idrisov I.A., Geoinformacionnaja sistema – «Pochvy Dagestana» [Geoinformation system – “Soils of Dagestan”]. Trudy Instituta geologii DNC RAN. Mahachkala. 2012. Issue No.61. Pp. 207–211. (in Russian)
2. Ibaev Zh.G., Mamaev S.A. Obshhie principy razrabotki postojanno dejstvujushhej gidrogeologo-matematicheskoy modeli Tersko-Kumskogo artezijskogo bassejna [General principles for the development of a permanent hydrogeological and mathematical model of the Tersko-Kumsky artesian basin]. Geologija i neftegazonosnost' Juga Rossii. Trudy Instituta geologii DNC RAN. Institut geologii DNC RAN. Mahachkala. 2008. Issue No.52. Pp. 260–264. (in Russian)
3. Kurbanov M.K. Geotermal'nye i gidromineral'nye resursy Vostochnogo Kavkaza i Predkavkaz'ja [Geothermal and hydromineral resources of the Eastern Caucasus and Ciscaucasia]. M. Nauka, 2001. 260 p. (in Russian)
4. Kurbanov M.K., Mamaev S.A., Ibaev Zh.G. Postojanno dejstvujushhaja gidrogeologo-matematicheskaja model' formirovanija i upravlenija resursami i kachestvom presnyh podzemnyh vod Tersko-Kumskogo artezijskogo bassejna. Geologija i mineral'no-syr'evye resursy Juzhnogo federal'nogo okruga [Permanent hydrogeological and mathematical model of formation and management of resources and quality of fresh underground waters of the Tersko-Kumsky artesian basin. Geology and Mineral Resources of the Southern Federal District]. Trudy Instituta geologii DNC RAN. Mahachkala. 2006. Issue. No.50. Pp. 143–147. (in Russian)
5. Kurbanov M.K., Mamaev S.A., Ibaev Zh.G., Gusejnova A.Sh., Mamaeva A.S. Metody sostavlenija i struktura bazy dannyh dlja sozdanija geoinformacionnyh sistem (GIS) Tersko-Kumskogo artezijskogo bassejna [Methods of compilation and structure of the database for the creation of geoinformation systems (GIS) of the Tersko-Kumsky artesian basin]. Resursy podzemnyh vod Juga Rossii i mery po ih racional'nomu ispol'zovaniju, ohrane i vosproizvodstvu. Trudy Instituta geologii DNC RAN. Institut geologii DNC RAN. Mahachkala. 2009. Issue No.55. Pp. 46–49. (in Russian)
6. Mamaev S.A., Ibaev Zh.G. Informacionnye bazy dannyh gidrogeologicheskikh parametrov artezijskikh skvazhin Severo-dagestanskogo artezijskogo bassejna [Information databases of hydrogeological parameters of artesian wells of the North Dagestan artesian basin]. Pochvy aridnyh territorij i problemy ohrany ih biologicheskogo raznoobrazija. Trudy Instituta geologii DNC RAN. Institut geologii DNC RAN. Mahachkala. 2014. Issue No.63. Pp. 325–329. (in Russian)
7. Mamaev S.A., Ibaev Zh.G., Gusejnova A.Sh. Gis-tehnologii i ih primenenie pri sostavlenii jelektronnyh kart [GIS technologies and their application in the compilation of electronic maps]. Geologija, geodinamika i geojekologija Kavkaza. Trudy instituta geologii DNC RAN. Mahachkala. 2016. Issue No.66. Pp. 279–283. (in Russian)
8. Mamaev S.A., Ibaev Zh.G., Gusejnova A.Sh. Jelektronnaja baza dannyh artezijskikh skvazhin Respubliki Dagestan [Electronic database of artesian wells of the Republic of Dagestan]. Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geojekologii Severnogo Kavkaza. Groznyj. 2017a. Pp. 330–339. (in Russian)

9. Mamaev S.A., Mamaev A.S., Gusejnova A.Sh., Ibaev Zh.G. O principah matematicheskogo modelirovanija gidrogeologicheskikh ob#ektov na territorii Respubliki Dagestan [On the principles of mathematical modeling of hydrogeological objects on the territory of the Republic of Dagestan]. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geojekologii Severnogo Kavkaza. Kollektivnaja monografija po materialam VII Vserossijskoj nauchno-tehnicheskoi konferencii*. 2017b. Pp. 383–392. (in Russian)
10. Mammaev O.A. Podzemnye vody Vostochnogo Predkavkaz'ja (formirovanie, gidrogeohimija i processy radioteplogeneracii). [Underground waters of the Eastern Caucasasia (formation, hydrogeochemistry, and radio-thermo-generation processes)]. Mahachkala: DNC RAN, 2006. 280 p. (in Russian)
11. Markov B.L. Organizacija dannyh v sistemah monitoringa [Organization of data in monitoring systems]. *Vysokoproizvoditel'nye vychislitel'nye sistemy i mikroprocessory. Sbornik nauchnyh trudov IMVS RAN za 2000 g. M. 2000*. (in Russian)
12. Markov B.L. Proektirovanie sistem registracii i analiza dannyh [Designing of systems of registration and data analysis]. *Sbornik nauchnyh trudov IMVS RAN za 2002 g. – M. 2003*. (in Russian)
13. Sozdanie gidrogeologicheskikh kart s primeneniem komp'juternyh tehnologij. [Creation of hydrogeological maps using computer technologies]. M.: VSEGINGEO MPR RF, 2001. 196 p. (in Russian)
14. Tektonicheskaja karta Dagestana M:1:500000. Ob#jasnitel'naja zapiska [Tectonic map of Dagestan M: 1: 500000. Explanatory note]. Pod redakciej akademika Ju.G. Leonova. Institut geologii DNC RAN. Mahachkala: «Alef», 2012. 130 p. (in Russian)
15. Trifonova T.A., Mishhenko N.V., Krasnoshhekov A.N. Geoinformacionnye sistemy i distancionnoe zondirovanie v jekologicheskikh issledovanijah. [Geoinformation systems and remote sensing in environmental studies]. M. 2005. 352 p. (in Russian)
16. Allroggen N., Tronicke J., Delock M., Boniger U. Topographic migration of 2D and 3D ground-penetrating radar data considering variable velocities // *Near Surface Geophysics*. – 2015. – Vol. 13. – Rp. 253–259.
17. IDEF1X. «FIPS Integration Definition for Information Modeling (IDEF1X)» Federal Information Processing Standards Publication 184, Computer Systems Laboratory, National Institute of Standards and Technology. – 1993.
18. Klein H.K., Hirschheim R.A. A Comparative Framework of Data Modeling Paradigms and Approaches. *The Computer Journal*. – 1987. – Vol. 30. №1. – Pp. 8–15.
19. Manna, Z., Pnueli A. *The Temporal Logic of Reactive and Concurrent Systems*. Springer-Verlag. – 1992.
20. http://unesco.kz/water/met_4_r.htm.

УДК 550.8 (470.64)

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16547

ОЦЕНКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ОСНОВЕ ОЦИФРОВКИ И ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ АНАЛОГОВОЙ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ НА ПРИМЕРЕ МАЛКА-МУШТИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

© 2018 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

Осуществлена оцифровка данных аналоговой аэромагнитной съемки конца 60-х годов прошлого столетия, что дало возможность применить цифровые методы обработки больших массивов данных на основе ГИС-технологий. Решались две задачи – получение числового массива, описывающего ΔT_a по исследуемой площади и выделение разномасштабных аномалий поля ΔT_a (локальных, площадных и региональных), обусловленных геологическими объектами, представляющими металлогенические факторы (рудогенерирующие интрузивные тела, рудоподводящие, рудораспределяющие и рудо локализирующие разломы, признаки литологического контроля оруденения). В итоге выделены аномалии регионального и площадного (среднемасштабного) фона магнитного поля и локальные аномалии. Это позволило уточнить геологическое строение и металлогенические перспективы территории. В частности, по особенностям распространения локальных аномалий и площадного фона выявлено и прослежено продолжение Малкинского гранитоидного массива под толщей метаморфических сланцев далее на северо-восток, установлено, что наиболее перспективная часть Малка-Муштинского рудного узла располагается в кровле Малкинского гранитного массива, в месте ее резкого погружения по крутому рудоподводящему разлому северо-западного простирания. Выделение локальных аномалий магнитного поля позволило выявить не выходящие на поверхность (слепые) тела габбро-диабазов и габбро-диоритов Хасаутского интрузивного комплекса на правобережной части Малка-Муштинского рудного узла, что расширяет перспективы обнаружения слепых рудных тел.

Ключевые слова: цифровые технологии, аномалии магнитного поля, металлогенические факторы, рудоносные зоны, рудные залежи, золото, свинец, цинк.

Введение

В последние годы на Северном Кавказе проведены поисковые работы на золото, в результате чего открыты и изучены проявления золотоносных минерализаций в различных его районах и оценены их перспективы [Распопов и др., 2008; Емкужев и др., 2013 и др.]. Одними из таких проявлений являются минерализации золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций в углеродистых породах рифейского возраста бечасынского метаморфического комплекса [Парада и др., 2015], с которыми связаны аллювиальные россыпи золота по долинам рек Малка, Хасаут, Мушта. В совокупности с месторождениями и рудопроявлениями свинца, цинка, вольфрама и др. они представляют Малка-Муштинский рудный узел. Перспективы рудной золотоносности рудного узла обоснованы в научных публикациях [Пичужков и др., 2005; Вертий, Щеглов, 2009; Парада и др., 2011, 2014]. В ходе специальных поисковых работ в пределах Малка-Муштинского рудного узла по ком-

плексу геологических и минерагенических признаков выделены Хасаутское и Пригранитное рудные поля. В пределах Хасаутского рудного поля выявлены наиболее перспективные на золото-кварц-сульфидное и золото-кварцевое оруденения залежи Хасаутская, Роговикова, Прямая и зоны Сульфидная и Кварцитовая (левобережье р. Малки). А в пределах Пригранитного рудного поля выявлена золоторудная зона Караныкольская (правобережье р. Малки) [Парада и др., 2015]. Все зоны и залежи выделены по результатам опробования в штуфах и горных выработках, геолого-структурным особенностям, геофизическим и геохимическим данным. При этом установлена стратиформноподобная морфология рудных тел, связанная с концентрацией субпромышленных содержаний золота в подэкранных пространствах габброидных силлов Хасаутского интрузивного комплекса в условиях относительно крутых зон повышенной проницаемости. Такая модель соответствует одной из стандартных геолого-поисковых моделей золотого оруденения в терригенных и вулканогенно-терригенных комплексах [Нарсеев и др., 1986; Кривцов, 1991]. Однако содержания золота во всех выявленных с поверхности минерализованных зонах и залежах оказались довольно низкими, что в современных условиях делает не рентабельной их отработку. Тем не менее, в будущем, с увеличением цен на золото и совершенствованием технологий обогащения руд, эти объекты могут оказаться востребованными. К тому же слабая изученность Малка-Муштинского рудного узла на глубину позволяет надеяться в перспективе на открытие слепых рудных залежей с более высокими содержаниями золота [Парада и др., 2015]. Для их обнаружения необходимо более широкое применение геофизических методов и их адаптация к условиям Малка-Муштинского рудного узла [Заалишвили и др., 2015; Тарасов и др., 2015; Парада, Тарасов, 2017]. При этом, как показано нами ранее [Шишкалов, Холод, 2011; Маркин и др., 2016] можно с успехом использовать старые аналоговые геофизические материалы, которые, безусловно, несут в себе важную информацию, и после оцифровки могут быть обработаны современными методами компьютерного анализа и интерпретации. Наиболее ценным результатом оцифровки является возможность разделения первичной информации на отдельные компоненты (фоновые значения, площадные, локальные и остаточные аномалии), сопоставлять их с различными вещественно-структурными комплексами и геологическими условиями проявлений полезных ископаемых.

Материалы и методы

В геологических фондах имеются результаты аэромагнитной съемки на всю территорию Малка-Муштинского рудного узла, проведенной в конце 60-х годов прошлого столетия с использованием аппарата АСГМ-25 Малкинской геофизической партией под руководством Н.С. Яковенко. Масштаб съемки составил 1:25000, точность замеров магнитного поля – 10 нТл. При этом максимальная высота полетов по маршрутам составляла 700 метров. Основным результатом выполненных работ стали карта графиков и карта изолиний магнитного поля. Отсутствие карты локальных аномалий препятствует выявлению и анализу наиболее интересных в поисковом отношении аномалий, интенсивность которых составляет 25–100 нТл.

Для оцифровки магнитного поля было получено растровое изображение карты графиков путем сканирования, после чего она импортировалась в программу Arc Gis 9.1 (приложение Arc Map) и была привязана в проекции Gauss Krugera, Pulkovo 1942 (рис. 1а).

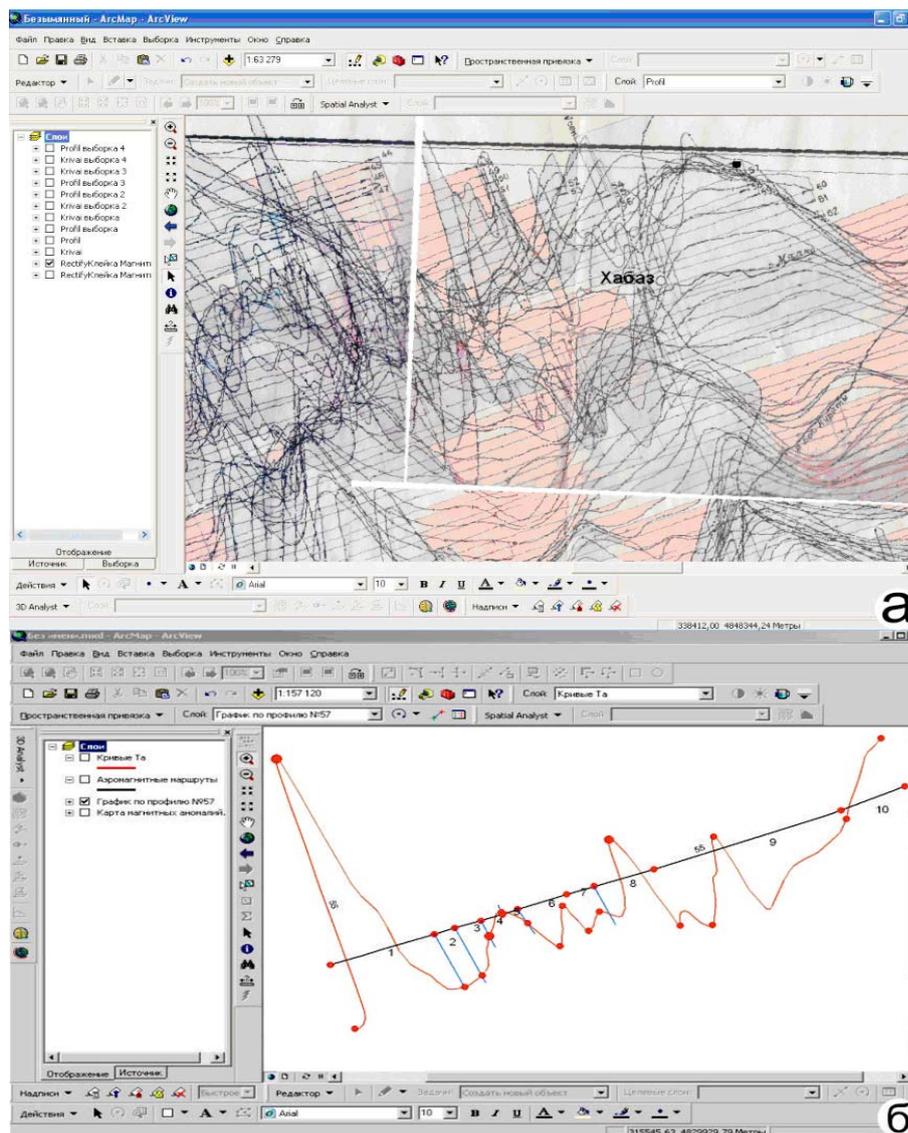


Рис. 1. Оцифровка графиков ΔT в Arc Map.

а – исходное растровое изображение карты графиков ΔT в Arc Map (а);

б – пример выделения опорных точек на графиках ΔT для последующей векторизации

После этого решались две задачи – получение числового массива, описывающего ΔT по исследуемой площади и выделение разномасштабных аномалий поля ΔT , обусловленных геологическими объектами, как выходящими на дневную поверхность, так и залегающими на средних и больших глубинах (локальные, площадные и региональные). Для решения первой задачи в программном комплексе Arc Gis 9.1 (приложение Arc Map) осуществлена векторизация графиков поля ΔT (рис. 1б). С помощью программы оцифровки графиков Graph2Digit осуществлен переход от аналогового описания к созданию числовых массивов. Для этого получены значения начальных и конечных координат $X_0, Y_0; X_k, Y_k$ аэромагнитных маршрутов, а также максимальные и минимальные значения ΔT . Указанные параметры используются для градуировки осей X и Y. Аэромагнитный маршрут не является прямой линией. Поэтому он подразделялся на прямые отрезки и профиль разделялся на два и более интервала, устанавливались значения ΔT_i и значение X_i в каждом линейном интервале маршрута.

Значение ΔT_{a_i} определялось как длина перпендикуляра, опущенного с кривой графика на линию профиля. Для всего массива рассчитывались координаты точек Y_i . Расчет производился в несколько этапов. В первую очередь подсчитывалась разница между координатами X_i и X_0 , что позволяло определить угол α (угол наклона аэромагнитного профиля относительно оси X). Затем для получения значений ΔT_a с регулярным шагом в программе Graph2Digit, график поворачивался до горизонтального положения (угол α) (рис. 2а).

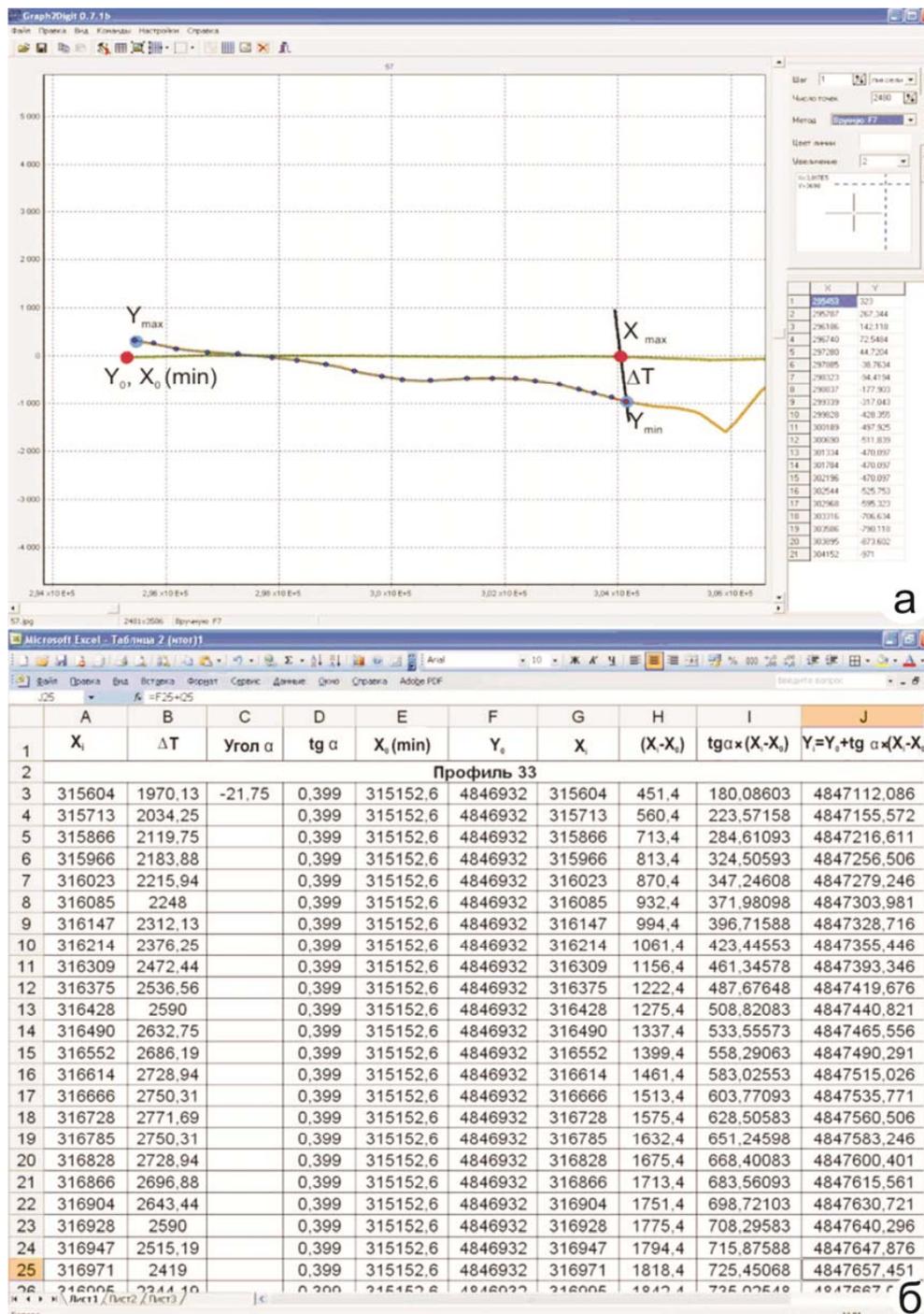


Рис. 2. Пример снятия значений с графика ΔT_a (а) и таблица значений ΔT_{a_i} (б). Точки на профиле – значение $X_0, Y_0; X_i, Y_i$, точки на кривой – значение max и min ΔT_a , прямая линия – разделение аэромагнитного маршрута на 2 прямых отрезка

Далее вычислялся tg угла α , чтобы координаты по оси Y , уже повернутого графика совпали с начальным положением профиля. В результате описанных выше операций получены массивы значений ΔT_{α} и Y_i . Значения Y_i рассчитывались с учетом угла α . Весь массив данных X_i , Y_i и ΔT_{α} был занесен в Arc Map. При помощи дополнительного модуля Arc Gis 9.1 Spatial Analyst методом крайгинга создана регулярная сеть значений ΔT_{α} (рис. 2б).

Крайгинг используется для построения карт в изолиниях. В отличие от обычных алгоритмов оконтуривания, он имеет статистически оптимальные свойства. Наиболее важным является то, что этот метод обеспечивает оценку ошибки интерполяции. Крайгинг использует информацию из полувариограммы для нахождения оптимальных весовых коэффициентов при вычислении оценки поверхности в точках, отличных от точек опробования [Дэвис, 1990]. Такая технология позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета. Крайгинг использует вариограммы и ковариационные функции для оценки значений статистических зависимостей (называемых пространственной автокорреляцией), которые зависят от модели автокорреляции (модели согласования) [Руководство..., 2001].

Результаты и обсуждение

Описание магнитного поля в регулярной сети точек (50x50 м) позволило перейти к подразделению его на составляющие, связанные с магнитными объектами различной глубинности. В начале построена карта изолиний исходных данных с отображением изолиний регионального фона ΔT_{α} (рис. 3).

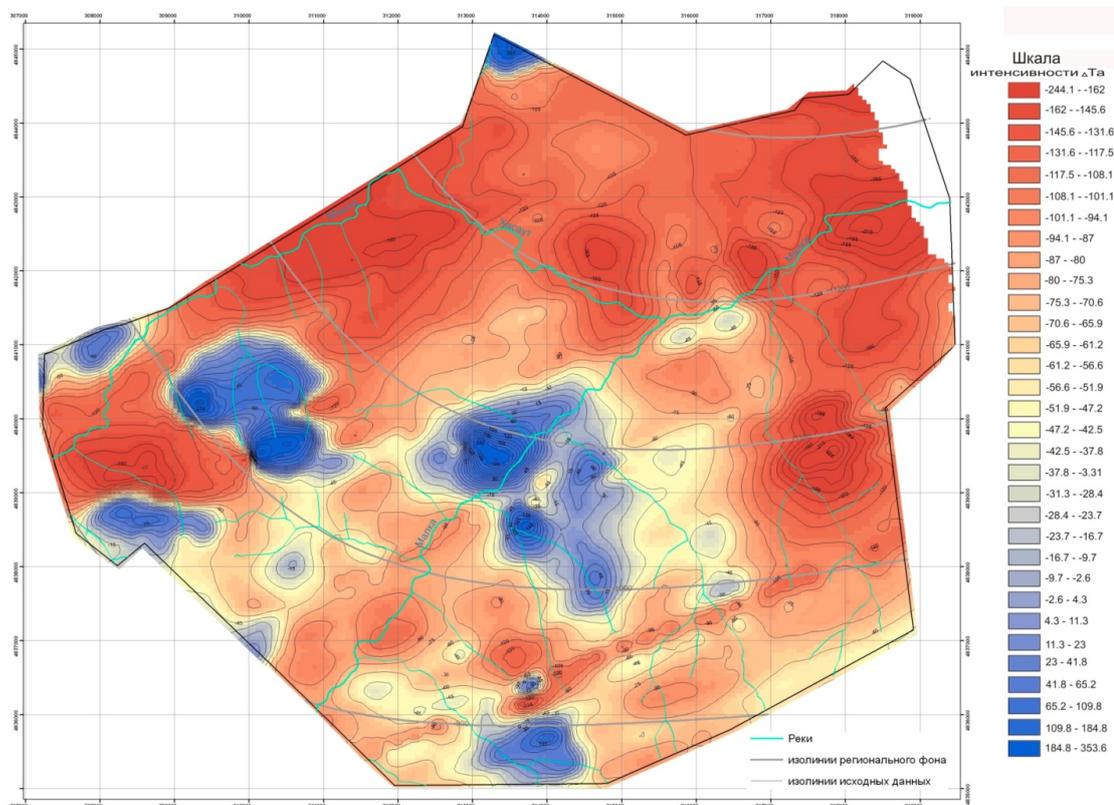


Рис. 3. Карта изолиний исходных данных и изолиний регионального фона ΔT_{α} .

Предполагается, что магнитовозмущающими объектами регионального фона являются крупные скопления магматических образований на глубине, или крупные блоки фундамента. Расчет значений регионального фона, осуществлялся методом статистики по окрестностям, которая вычисляет выходной грид, где значение каждой ячейки является функцией от значений входных ячеек в окрестности этой ячейки. После этого вычислялась разница исходного поля и фона. Как показано в работе [Давыденко, 2006], остаточные аномалии, полученные после вычитания фона, еще включают в себя крупные по площади аномалии, но интенсивность и горизонтальные градиенты их ниже, чем у аномалий региональных объектов.

Поэтому следующим шагом является нахождение площадных аномалий. В анализируемом регионе они обусловлены глубоко погруженными частями магнитных объектов, верхняя часть которых определяет локальные магнитные аномалии. Локальные аномалии получены в результате вычитания из исходных данных параметров фона и площадных аномалий (рис.4). Они связаны с близповерхностными или выходящими на поверхность магнитовозмущающими объектами. Установлены положительные и отрицательные магнитные аномалии. Отрицательные аномалии проявлены в интервале от -173 до -15 нТл, пространственно совпадают с полями развития протерозойских туфопесчаников и туфоалевролитов. Распространение положительных магнитных аномалий в центральной и западной частях исследуемой территории, возможно обусловлено локальными подъемами кровли единого Малкинского гранитного массива, выходящего на поверхность в северо-западной части изучаемой площади.

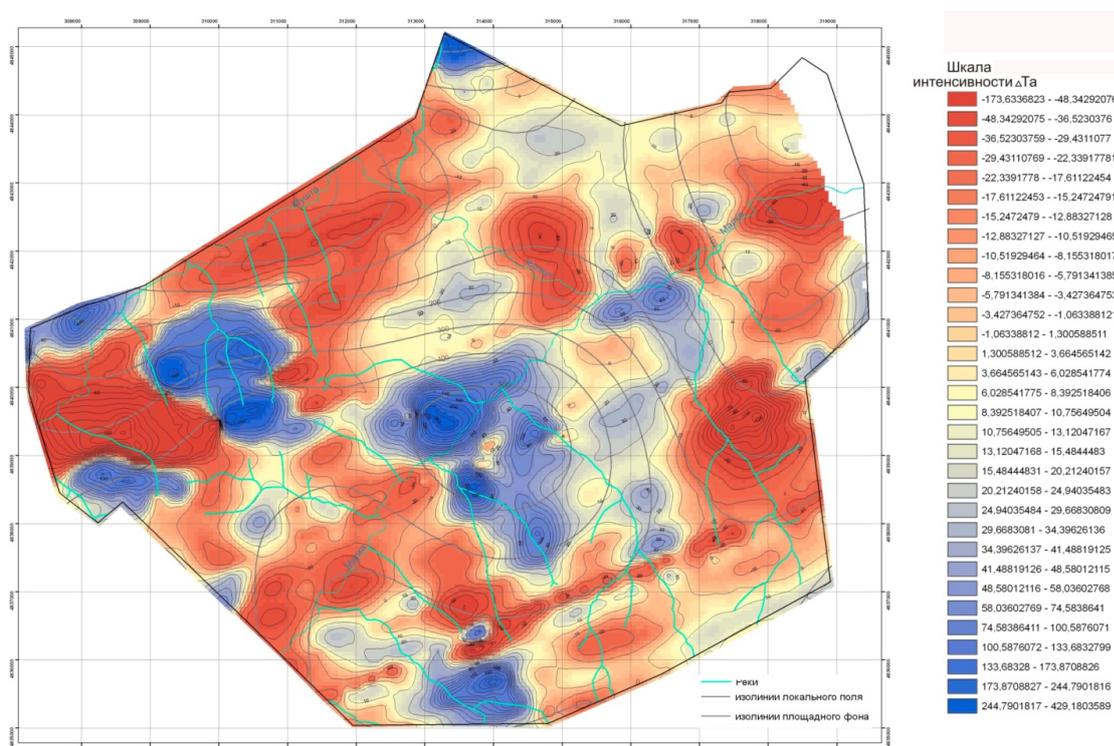


Рис. 4. Карта локальных аномалий и изолиний площадного фона ΔT_a

Изолинии локального поля, оконтуривающие более мелкие аномалии, расположенные в центральной, западной и южной частях изучаемой территории, возможно связаны с апофизами гранитного массива, кровля которых расположена в десятках метров от поверхности.

Заключение

Таким образом, в результате обработки и преобразования данных магнитной съемки, и сопоставления их с основными опубликованными и фондовыми материалами по геологии, тектонике, магматизму и полезным ископаемым, интерпретация магнитного поля Малка-Муштинского рудного узла выглядит следующим образом.

В магнитном поле рассматриваемой территории выделены элементы глубинных структур, наличие и характер которых подтверждается геологическими материалами. Основные складчатые и разрывные структуры скрытой части разреза выражаются в магнитном поле характерными аномалиями. В результате полученных новых данных об особенностях магнитного поля прослежены крупные длительно развивающиеся глубинные разломы общекавказского простирания, а также зоны поперечных тектонических нарушений. В качестве последних четко выделяются три зоны восток-северо-восточного простирания, которые соответствуют линейным отрицательным аномалиям остаточного и локального магнитных полей и смещают другие относительно изометричные аномалии.

В локальном магнитном поле установлены положительные и отрицательные аномалии. Отрицательные магнитные аномалии проявлены в интервале от -173 до -15 нТл и пространственно совпадают с полями развития туфопесчаников и туфоалевролитов малкинской и шиджатмазской свит верхнепротерозойского комплекса. Распространение положительных магнитных аномалий в центральной и западной частях исследуемой территории, судя по изолиниям фона, возможно обусловлено залеганием на глубине единого гранитоидного массива, выходящего на поверхность за пределами северо-западной рамки изучаемой площади.

Изолинии локального поля, оконтуривающие более мелкие положительные аномалии, расположенные в центральной, западной и южной частях, связаны с повышенным количеством магнитных минералов, образующихся в зоне контактового метаморфизма. Они интерпретируются нами как апофизы Малкинского гранитного массива. Сами граниты в магнитном поле не выделяются ввиду слабой намагниченности и слабой контрастности по магнитным свойствам с вмещающими породами.

В магнитном поле исследуемой площади уверенно выделяется цепочка мелких магнитных аномалий, дугообразно протягивающихся вдоль долины р. Хасаут и далее на правобережье р. Малки вдоль долины р. Чегет Лахран. Часть из них совпадает с обнажающимися на поверхности телами габбро, диабазов, габбро-диоритов хасаутского магматического комплекса, следовательно, другие подобные аномалии могут указывать на наличие не выходящих на поверхность (слепых) тел габброидов. В целом, в районе приустьевой части долины р. Хасаут предполагается наличие глубинного очага магматизма хасаутского комплекса, который фиксируется относительно крупной изометричной отрицательной магнитной аномалией.

Относительно изометричные положительные аномалии остаточного поля, проявленные в верхнем течении р. Мушты и в районе полиметаллического месторождения Чочу-Кулак могут интерпретироваться как реликты подводящих каналов центрального типа андезито-дацитового и липаритового вулканизма, проявленного в конце синемюрского – начале плинсбахского веков. Подобные образования проявлены в виде субвулканических интрузий соответствующего состава к северо-западу от изучаемого района на территории Маринского рудного района Карачаево-Черкесской республики, где с ними связана золотоносная кварц-полисульфидная минерализация.

Сопоставление карт магнитного поля с детальными геологическими картами Чочу-Кулакского месторождения показывает, что известные на исследованной площади полиметаллические рудные тела не нашли четкого отражения в магнитном поле. Очевидно, подобный характер оруденения не может быть выявлен с помощью только магнитной съемки и требует применения комплекса геофизических методов. Однако рудогенерирующие комплексы магматических пород методом магнитной съемки при достаточно тщательном анализе выявляются. В частности в качестве рудогенерирующего комплекса полиметаллического оруденения выявляются реликты жерловых фаций киммерийского вулканизма.

Таким образом, оцифровка данных аналоговой магнитометрической съемки позволила применить современные алгоритмы обработки данных на основе ГИС-технологий. В итоге выделены аномалии регионального и площадного (среднемасштабного) фона магнитного поля и локальные аномалии. Это позволило уточнить геологическое строение и металлогенические перспективы территории. В частности, по особенностям распространения локальных аномалий и площадного фона выявлено и прослежено продолжение Малкинского гранитоидного массива под толщей метаморфических сланцев далее на северо-восток. В связи с чем установлено, что наиболее перспективная часть Малка-Муштинского рудного узла располагается в кровле Малкинского гранитного массива, в месте ее резкого погружения. Локальные аномалии магнитного поля позволили более уверенно диагностировать не выходящие на поверхность (слепые) тела габбро-диабазов и габбро-диоритов Хасаутского интрузивного комплекса на правобережной части Малка-Муштинского рудного узла.

Литература

1. Вертий С.Н., Щеглов В.И. Многомерный регрессивный анализ золотоносности Муштинского рудного поля // Вестник ЮРГТУ. – 2009. – №1. – С. 52-60.
2. Давыденко Д.Б. ГИС ИНТЕГРО в комплексе работ по ГДП-200 при прогнозировании рудоносности площадей Восточного Донбасса // Геоинформатика. – 2006. – №2. – С. 29–38.
3. Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии / Под ред. Д.А. Родионова; пер. с англ. В.А. Голубевой. – М.: Недра, 1990. – Т. 2. – 427 с.
4. Емкужев 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.
5. Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н., Ольховский Г.П., Тибилев С.М., Гогичев Р.Р. Оптимизация геофизических и геохимических критериев поисков месторождений известных рудных формаций горной части Республики Северная Осетия-Алания // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – №3. – С. 28-62.
6. Кривцов А.И. Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности. – М.: Недра, 1991. – 285 с.
7. Маркин М.Ю., Парада С.Г., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Методика оцифровки данных аналоговой аэромагнитной съемки и переинтерпретации результатов на примере Малкинского серпентинитового массива. В сб.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. Отв. редактор Л.И. Полуфунтикова. – 2016. – С. 578–582.

8. Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А., Яновский В.М., Буряк В.А. основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. – М.: ЦНИ-ГРИ, 1986. – 192 с.

9. Парада С.Г., Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Геологические условия локализации золотоносных минерализаций и структура Муштинского рудного поля (Кабардино-Балкарская Республика) // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – №2. – С. 51–65.

10. Парада С.Г., Столяров В.В., Маркин М.Ю., Шишкалов И.Ю. Проявление потенциально платиноносных гипербазитов в геохимических аномалиях Ni, Cr и Co на примере Восточной части Передового хребта (Кабардино-Балкарская Республика) // Геология и геофизика Юга России. – 2014. – №2. – С. 42–54.

11. Парада С.Г., Тарасов В.А. Применение метода вызванной поляризации при поисках золота в черносланцевых толщах Муштинского рудного поля (Северный Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – №4. – С. 84–98.

12. Парада С.Г., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. **Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Северный Кавказ) // Вестник Южного научного центра РАН. – 2011. – Т. 7. №3. – С. 55–60.**

13. Пичужков А.П., Письменный А.Н., Терещенко В.В., Зарубина М.А. Новые данные о золотоносности протерозойских черносланцевых отложений Карачаево-Черкесского горст-антиклинория // Региональная геология и металлогения. – 2005. – №25. – С. 140-144.

14. Распопов Ю.В., Рышков М.М., Макарюха С.В., Будков Г.К. Основные тенденции развития минерально-сырьевой базы Южного ФО // Разведка и охрана недр. – 2008. – №3. – С. 21-25.

15. Руководство пользования Arc Gis 9, Spatial Analyst. ESRI, 380 New York Street, Redlands, CA 92373-8100, USA. Russian Translation by DATA+, Ltd. – 2001.

16. Тарасов В.А., Емжуев М.С., Парада С.Г., Столяров В.В. Геофизические методы при поисках золоторудной минерализации на флангах Тырныаузского рудного узла // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2015. – №1. – С. 109–117.

17. Шишкалов И.Ю., Холод Ю.В. Выявление интрузивных тел Малка-Муштинского рудного узла по результатам ГИС-обработки аэромагнитных данных // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2011. – №3. – С. 77–80.

EVALUATION OF METALLOGENIC FACTORS ON THE BASIS OF DIGITIZING AND RE-INTERPRETATION OF DATA ANALOG AEROMAGNETIC IMAGES OF THE EXAMPLE MALKA-MULTINSKOGO ORE UNIT (NORTH CAUCASUS)

© 2018 S.G. Parada, Sc. Doctor (Geol.-Min.)

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

Digitization of data of analog aeromagnetic survey of the late 60-ies of the last century was carried out, which made it possible to apply digital methods for processing large amounts of data on the basis of GIS technologies. We focused on two tasks – getting numeric array describing Δof The study area and the allocation of multi-scale

anomaly field ΔT_A (local, areal and regional), due to geological features that represent metallogenic factors (rodegenerative Intrusive body, retopologise, rodorazresheniye and ore localizing faults, signs of lithological control of mineralization). As a result, the anomalies of the regional and area (medium-scale) background of the magnetic field and local anomalies are identified. This allowed to clarify the geological structure and metallogenic prospects of the territory. In particular, by the peculiarities of local anomalies and area background distribution, the continuation of the Malkin granitoid massif under the thickness of metamorphic shales further to the North-East was revealed and traced, it was found that the most promising part of the Malka-Mushta ore node is located in the roof of the Malka granite massif, at the place of its sharp immersion in the steep ore-producing fault of the North-Western strike. The isolation of local magnetic field anomalies allowed to reveal non-surface (blind) bodies of gabbro-diabases and gabbro-diorites of the Khasaut Intrusive complex on the right Bank of the Malka-Mushta ore node, which extends the prospects for the detection of blind ore bodies.

Keywords: digital technologies, magnetic field anomalies, metallogenic factors, ore zones, ore deposits, gold, lead, zinc.

References

1. Vertij S.N., Shheglov V.I. Mnogomernyj regressivnyj analiz zolotonosnosti Mushtinskogo rudnogo polja [Multidimensional regressive analysis of gold content of the Mushta ore field]. Vestnik JuRGU. 2009. No.1. Pp. 52–60. (in Russian)
2. Davydenko D.B. GIS INTEGRO v komplekse rabot po GDP-200 pri prognozirovani rudoznosti ploskhadej Vostochnogo Donbassa [GIS INTEGRO in the complex of works on GDP-200 in forecasting ore-bearing areas of the Eastern Donbass]. Geoinformatika. 2006. No.2. Pp. 29–38. (in Russian)
3. Djevis Dzh.S. Statisticheskij analiz dannyh v geologii [Statistical analysis of data in geology]. Pod red. D.A. Rodionova; per. s angl. V.A. Golubevoj. M. Nedra, 1990. Vol. 2. 427 p. (in Russian)
4. Emkuzhev A.S., Parada S.G., Stoljarov V.V., Tarasov V.A. Opyt primeneniya krupnomasshtabnoj magnitnoj s#emki pri poiskah zolotogo orudnenija v Vostochnoj chasti Peredovogo hrebta (Kabardino-Balkarskaja Respublika) [The experience of using a large-scale magnetic survey in the search for gold mineralization in the Eastern part of the Forward Range (Kabardino-Balkaria Republic)]. Geologija i geofizika Juga Rossii. 2013. No.3. Pp. 3–19. (in Russian)
5. Zaalishvili V.B., Chotchaev H.O., Nevskij L.N., Ol'hovskij G.P., Tibilov S.M., Gogichev R.R. Optimizacija geofizicheskikh i geohimicheskikh kriteriev poiskov mestorozhdenij izvestnyh rudnyh formacij gornoj chasti Respubliki Severnaja Osetija-Alanija [Optimization of geophysical and geochemical criteria for prospecting deposits of known ore formations of the mountainous part of the Republic of North Ossetia-Alania]. Geologija i geofizika Juga Rossii. 2015. No.3. Pp. 28–62. (in Russian)
6. Krivcov A.I. Struktury rudnyh polej i mestorozhdenij, metallogenija i prognoz rudoznosti. [The structures of ore fields and deposits, metallogeny and the forecast of mineralization]. M. Nedra, 1991. 285 p. (in Russian)
7. Markin M.Ju., Parada S.G., Stoljarov V.V., Shishkalov I.Ju. Metodika ocifrovki dannyh analogovoj ajeromagnitnoj s#emki i pereinterpretacii rezul'tatov na primere Malkinskogo serpentinitovogo massiva. [Method of digitization of analogue aeromagnetic survey data and reinterpretation of results on the example of the Malkinsk serpentinite massif]. V sb.: Geologija i mineral'no-syr'evye resursy Severo-Vostoka Rossii. Materialy VI Vserossijskoj nauchno-prakticheskoj konferencii. Otv. redaktor L.I. Polufuntikova. 2016. Pp. 578–582. (in Russian)
8. Narseev V.A., Sidorov A.A., Fogel'man N.A., Janovskij V.M., Burjak V.A. Osnovy

prognozirovanija zolotorudnyh mestorozhdenij v terrigennyh kompleksah. [Fundamentals of forecasting of gold deposits in terrigenous complexes]. M. CNIGRI, 1986. 192 p. (in Russian)

9. Parada S.G., Markin M.Ju., Stoljarov V.V., Shishkalov I.Ju. Geologicheskie uslovija lokalizacii zolotonosnyh mineralizacij i struktura Mushtinskogo rudnogo polja (Kabardino-Balkarskaja Respublika) [Geological conditions for the localization of gold-bearing mineralizations and the structure of the Mushta ore field (Kabardino-Balkaria Republic)]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*. 2015. No.2. Pp. 51–65. (in Russian)

10. Parada S.G., Stoljarov V.V., Markin M.Ju., Shishkalov I.Ju. Projavlenie potencial'no platinonosnyh giperbazitov v geohimicheskikh anomalijah Ni, Cr i Co na primere Vostochnoj chasti Peredovogo hrebta (Kabardino-Balkarskaja Respublika) [The manifestation of potentially platinum-bearing hyperbasites in the geochemical anomalies of Ni, Cr, and Co on the example of the Eastern part of the Forward Range (Kabardino-Balkaria Republic)]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*. 2014. No.2. Pp. 42–54. (in Russian)

11. Parada S.G., Tarasov V.A. Primenenie metoda vyzvannoj poljarizacii pri poiskah zolota v chernoslancevyh tolshhah Mushtinskogo rudnogo polja (Severnyj Kavkaz) [The application of the induced polarization method in the search for gold in the black shale strata of the Mushta ore field (Northern Caucasus)]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*. 2017. No.4. Pp. 84–98. (in Russian)

12. Parada S.G., Holod Ju.V., Shishkalov I.Ju. Geohimija vtorichnyh oreolov rassejanija Malka-Mushtinskogo rudnogo uzla (Severnyj Kavkaz) [Geochemistry of the secondary halos of the Malka-Mushta Ore Scattering (North Caucasus)]. *Vestnik Juzhnogo nauchnogo centra RAN*. 2011. Vol. 7. No.3. Pp. 55–60. (in Russian)

13. Pichuzhkov A.P., Pis'mennyj A.N., Tereshhenko V.V., Zarubina M.A. Novye dannye o zolotonosnosti proterozojskikh chernoslancevyh otlozhenij Karachaevo-Cherkesskogo gorst-antiklinorija [New data on the gold content of the Proterozoic black shale deposits of the Karachay-Cherkess horst-anticlinorium]. *Regional'naja geologija i metallogenija*. 2005. No.25. pp. 140–144. (in Russian)

14. Raspopov Ju.V., Ryschkov M.M., Makarjuha S.V., Budkov G.K. Osnovnye tendencii razvitija mineral'no-syr'evoj bazy Juzhnogo FO [Main trends in the development of the mineral and raw materials base of Southern FD]. *Razvedka i ohrana neдр*. 2008. No.3. Pp. 21–25. (in Russian)

15. Rukovodstvo pol'zovanija Arc Gis 9, Spatial Analyst. [User's manual Arc Gis 9, Spatial Analyst]. ESRI, 380 New York Street, Redlands, CA 92373-8100, USA. Russian Translation by DATA+, Ltd. 2001. (in Russian)

16. Tarasov V.A., Emkuzhev M.S., Parada S.G., Stoljarov V.V. Geofizicheskie metody pri poiskah zolotorudnoj mineralizacii na flangah Tyrnyauzskogo rudnogo uzla [Geophysical methods in the search for gold mineralization on the flanks of the Tyrnyauz ore cluster]. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Serija: Geologija*. 2015. No.1. Pp. 109–117. (in Russian)

17. Shishkalov I.Ju., Holod Ju.V. Vyjavlenie intruzivnyh tel Malka-Mushtinskogo rudnogo uzla po rezul'tatam GIS-obrabotki aeromagnitnyh dannyh [Identification of the intrusive bodies of the Malka-Mushta ore cluster according to the results of GIS processing of aeromagnetic data]. *Izvestija vuzov. Severo-Kavkazskij region. Estestvennyje nauki*. 2011. No.3. Pp. 77–80. (in Russian)

УДК 913.1/913.8+626

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16549

ПРОБЛЕМЫ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ И ВОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В АРИДНЫХ РАЙОНАХ НА ПРИМЕРЕ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО ИЗРАИЛЯ

© 2018 В.А. Широкова¹, д.геогр.н., проф.,
О.А. Александровская¹, д.геогр.н., проф., Э.А. Лихачёва², д.геогр.н., проф.

¹ФГБУН Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН,
Россия, 125315, г. Москва, ул. Балтийская, 14,
e-mail: shirocova@gmail.com;

²ФГБУН Институт географии РАН, Россия, 109017,
г. Москва, Старомонетный пер., 29

Статья посвящена проблемам водных ресурсов и водопользованию в аридных районах на примере древнего и современного Израиля. При анализе истории водопользования обращается внимание и на рельеф и морфоструктуру территорий, определяющих месторасположение водоисточников и место развития древних городов. Большинство источников воды расположены вдоль зон линейных элементов. Рассмотрены водные системы, приуроченные к Иорданской впадине, и, в частности, водные системы конца ханаанских времён (XIV–XIII вв. до н.э.) и начала древнего Израильского царства; эллинский период в истории создания водных систем; система водопользования в древнем Иерусалиме; искусственные водные системы конца старой эры (I в. до н.э.).

Выдающиеся достижения инженерной и строительной практики древних израильтян в области водопользования опираются на их хорошее знание местных условий (в первую очередь особенности геологического строения) и умение при остром дефиците пресных вод собирать и сохранять её до следующих зимних дождей, бережно расходуя её в течение года. Опыт древних инженеров и поныне может служить достойным примером продуктивных отношений человека и природы.

Ключевые слова. Водопользование, водопотребление, гидротехнические сооружения, водные системы, Израильское царство, древний Израиль.

Введение

Водоснабжение крупнейших городов древности осуществлялось довольно сложными техническими сооружениями того времени – синнорами (туннелями), распространёнными во II–I тысячелетии до н.э. в древней Иудее, Сирии и Месопотамии. Их строили на вершинах гор и холмов, у подножия которых выходили источники, где брали воду горожане.

В древней Иудее, в стране, «текущей млеком и мёдом», как писал Лев Мечников, «дождей не хватало для того, чтобы могли выжить хлебные растения. Это доказывает тем, что постройка цистерн и водопроводов для снабжения водою городов и полей и тогда уже считалась необходимой общественной работой.... Происходило это главным образом в октябре, когда обыкновенно выпадают первые ливни, и в апреле, когда ждут первых дождей» [Мечников, 2013].

В библейские времена жители Иудеи достигли больших высот в деле поиска источников воды и строительства сооружений для подачи воды в города и крепости. Здесь, в условиях крайнего дефицита воды, созданы оригинальные формы водоснабжения и водосбережения. Во всех случаях главной особенностью водопользования

остается умение собрать во время стремительных и коротких весенних или осенних паводков (если оно бывает) и сохранить воду пригодной для пользования до следующего паводка, с тем чтобы максимально обеспечить разнообразные потребности людей. Вода могла подаваться в города на значительные расстояния. И эти издавна сложившиеся трассы водоводов (более 3000 лет) нередко работают и в наши дни.

Имеющаяся по теме литература в основном опирается на богатые материалы раскопок второй половины XX в. Как правило, она издана на иврите и отчасти на английском языке. Есть и немногие переводные издания на русском языке [Иерусалим в веках, 1997–2000; Израиль, 1992; Мазар, 1989, 1996; Путеводитель..., 2006; Wilkinson, 1974].

Непосредственное знакомство с отдельными объектами Израиля в 2005–2011 гг. (рис. 1) и имеющимся литературным материалом о них позволило показать некоторые особенности использования скудных водных ресурсов на этой территории в древние времена [Александровская, 2007, 2008; Александровская, Шамис, 2008, 2009, 2012; Жидков, Шамис, 2010; Александровская, Широкова, 2010; Александровская и др., 2012].

Цель данной статьи – обобщение существующих данных о водопользовании на территории древней Иудеи. При анализе истории водопользования обращается внимание и на рельеф и морфоструктуру территорий, определяющих месторасположение водоисточников и место развития древних городов. Опыт древних инженеров и поныне может служить достойным примером продуктивных отношений человека и природы.



Рис. 1. Территория древней Галилеи и современного Израиля

Физико-географическая характеристика

Морфоструктура и морфоскульптура. Природную основу этой территории во многом определяет мощный Сирийско-Африканский разлом, частью которого является тектоническая впадина Гхор (Эль-Гор). Днище впадины на 200–295 м, а у Мёртвого моря до 400 м ниже уровня Мирового океана; длина её более 400 км, ширина от 5 до 25 км. Она обрамлена горами с высотами до 3 км. В границах впадины пресное озеро Кинерет (оно же Тивериадское, Генисаретское и Галилейское море), река Иордан и Мёртвое море (солёное бессточное озеро). Здесь самое низкое место суши и наиболее глубокая часть у Мёртвого моря. На севере впадину замыкает вулканический горный массив Хермон, вершина которого превышает 2000 м и большую часть года покрыта снегом. С впадиной Гхор связано и формирование водосборных бассейнов разного уровня.

Разлом Мёртвого моря – важнейший структурно-геоморфологический элемент территории Ближнего Востока (граница Аравийской литосферной плиты и Синайской субплиты, протягивающаяся от зоны спрединга рифта Красного моря до Таврской зоны коллизии в Турции) влияет и на сейсмичность, подземные воды и на ход эволюции человека. Это важнейший коридор, через который гоминиды расселялись из Африки, (остатки ранних гоминид были найдены в нескольких местах). В результате развития депрессии, начавшейся в миоцене и продолжающейся в настоящее время, сформировалась современная картина физико-географических ландшафтов.

Ускорение вертикальных движений вдоль разлома началось лишь немногим ранее начала переселения человека из Африки на север. По данным геофизических исследований, узкая зона разлома сечёт всю земную кору. Краины его несколько приподняты, а днище опущено. Осадочные отложения заполняют рифт на 12 км в северной части бассейна Мёртвого моря и на 6 км – в южной.

Тектонические процессы изменили структуру земной коры вдоль разлома и обусловили формирование морфологии долины, где *возник уникальный микроклимат, и сложились идеальные условия окружающей среды.* В.В. Кюнтцель отмечает, что именно в активных зонах, обрамляющих Аравийскую плиту, возникли древнейшие города и центры земледелия. Это было обусловлено особенностями ландшафта, обводнённостью, разнообразием собираемых растений, среди которых можно было выбрать наиболее подходящие для воспроизведения [Кюнтцель, 1996]. Современные города Израиля могут развиваться в отдалении от источников воды за счёт подачи воды по Всеизраильскому водопроводу Кинерет–Негев и строятся с меньшей подчинённостью природным условиям. *И морфоструктурная обусловленность системы городского расселения, в которой присутствуют современные города, наблюдается достаточно чётко,* так как большинство источников воды расположено вдоль зон линеаментов, и связаны с зонами разломов, границами пластов пород, уступами и речными долинами [Атлас Израиля, 2008; Новый атлас Израиля, 2008].

Климат средиземноморский субтропический, с жарким сухим летом и относительно мягкой зимой. Максимум осадков приходится на лето, которое длится с мая до середины октября. Годовая норма осадков здесь колеблется от 20 мм/год в пустыне Неgev до 1000 мм/год в Верхней Галилее; а кроме того, продолжительное жаркое и сухое лето ведут к крайнему дефициту пригодных для питья пресных поверхностных вод. По данным Географического справочника 1992 г., 60% выпадающих осадков испаряется, 35% просачивается и скапливается в подземных полостях

с водонепроницаемыми породами и лишь 5% приходится на зимний поверхностный сток.

Внутренние воды. Крупнейшая река страны Иордан (223 км) течет с севера на юг через Тивериадское озеро (Кинерет) и впадает в Мёртвое море. Другие реки коротки и пересыхают летом, за исключением рек Кишон (13 км) и Яркон (26 км), впадающих в Средиземное море у Хайфы и Тель-Авива. Имеются крупные озёра – пресное Тивериадское (Кинерет) в горах Галилеи (длина 21 км, ширина 12 км), уникальное бессточное солёное – Мёртвое море (длиной 75 км, шириной до 17 км), которое превосходит все озёра мира по уровню солёности воды (28–32%; в ней преобладают соли магния, натрия и брома). Действуют многочисленные минеральные источники.

Относительное обилие водных ресурсов на севере страны и почти полное их отсутствие на юге, сложный и контрастный рельеф создавали и создают большие сложности с водообеспечением большинства её районов. Пустыня Негев практически не участвует в пополнении водного потенциала, но потребляет значительное количество воды, поступающей ныне по водоводу с севера [Жидков, Шамис, 2010; Израиль, 1992; Николаева, Черногаева, 1977].

Водные системы, приуроченные к Иорданской впадине

Обычно, когда говорят о древних системах водоснабжения, вспоминают «акведуки» и добавляют: «сработанные ещё рабами Рима». Однако существуют ещё куда более древние системы водопользования самых разнообразных форм. Таковой является система водообеспечения *Иерихона* – одного из самых древних городов мира. Раскопками здесь открыто городище времён неолита. Его зарождение относят к VII тысячелетию до н.э. (т.е. возраст где-то около 9000 лет).

Основу водоснабжения древнего Иерихона лишь отчасти обеспечивал водосборный бассейн сезонно пересыхающих водотоков этой долины; главное – семь



постоянных источников трещинных артезианских вод в средней и нижней ее части, в том числе Эйн-Фара, Эйн-Фуар и самый крупный из них Эйн-Кельт. Эти места ныне объявлены природным заповедником, называемым Нахаль-Прат (рис. 2).

Рис. 2. Эйн-Кельт. Водосборник у источника. На заднем плане слева выход 10-тикилометрового водовода до городища Иерихон

У выхода источника Эйн-Кельт устроен накопительный бассейн (ныне бетонный). От него идёт открытый водовод (длиной более 10 км), вырубленный по крутому скальному, почти отвесному склону, с точно рассчитанным небольшим уклоном, мимо скального монастыря Свя-

того Георгия, для которого это единственный источник пресной воды, и далее к Иерихону.

Немного ниже монастыря Святого Георгия на северном склоне Вади Кельт, на трассе древнего водовода, расположен комплекс бассейнов, обеспечивающих водой дворец Хасмонеев во II в. до н.э.; и серия небольших накопительных водоёмов одного из зимних дворцов Ирода, используемых в I в. до н.э. не только для повседневных бытовых нужд, но и для роскошных бань, а также более крупные бассейны, из которых шло снабжение водой двух дворцов и сада с разветвлённой системой орошения [Амит, 1989; Нецер, 1989].

Уникальность водовода определяется удачным соотношением размеров водосборника у выхода источника и главной трассой водовода, что позволяет этой системе минимизировать потери воды в ходе её транспортировки.

Своеобразна водная система оазиса *Кумран*, расположенного возле северо-западной оконечности Мёртвого моря, в зоне тектонического разлома, под крутой стеной западного борта сброса, обитатели оазиса могли располагать пресной водой, только при условии, что она без потерь будет собрана во время немногих весенних и осенних дождевых дней и сохранена до следующей осени [Алон, 2006; Амиран, 1947; Израиль, 1992]. Других источников пресной воды здесь нет. Собрать дождевую воду позволяет большая крутизна каменистых склонов, у подножия которых вода попадает в открытый канал длиной более 800 м, подводящий воду к поселению, где она системой водоводов и бассейнов разводится для самых различных нужд. Система водоснабжения была весьма разветвлённой, включающей множество больших и малых проточных бассейнов, а также накопительных резервуаров.

Особое значение придавалось вопросам чистоты воды. Поверхность всех каменных накопительных водоёмов, в которых хранилась и использовалась вода, была обработана специальной обмазкой, предохраняющей воду от «цветения». Сколько-нибудь крупные водосборники имели вырубленные в камне ступени, а то и лестницы, позволяющие осуществлять забор воды и наблюдения за её уровнем и чистотой в больших накопительных бассейнах.

Водные системы конца ханаанских времён (XIV–XIII вв. до н.э.) и начала древнего Израильского царства (XII–VIII в. до н.э.)

Раскопки в 65 км к югу от Иерусалима – в одном из древнейших мест поселений, а ныне национальном парке Беер-Шева, начатые в 1970-е гг., вскрыли 15 археологических слоёв, возраст которых охватывает XIV–VIII в. до н.э. (в том числе шесть – ханаанского времени и остальные – раннеизраильского). Материалы раскопок позволили реконструировать город VIII в. до н.э., общий план которого по форме напоминает яйцо. Сразу за передними воротами городской стены глубокий накопительный колодец для нужд пришельцев, останавливавшихся у главных ворот; вдоль двух кольцевых дорог, прорезанных поперечной дорогой, разветвлённая сеть улиц; основной водосборник расположен на севере в центре северных кварталов. Такие водосборники представляют собой глубокую шахту квадратного (в других случаях круглого) сечения, имеющую ступени, по которым можно было достичь водоносного слоя. Этот тип водной системы и её вариации имели весьма широкое распространение в XII–VIII в. до н.э. Вертикальная планировка была такова, что сточные воды выводились в очистительный канал, идущий от главных ворот за городские стены.

В ближайших окрестностях Беер-Шева есть и другие городища, на одном из которых вырыт колодец («колодец Авраама»), который питается грунтовыми водами, находящимися на сравнительно небольшой глубине. В том же районе, в 37 км к востоку от Беер-Шевы, у подножия холма Арад раскопками, начатыми в 1962 г. под руководством Р. Амиран, вскрыто древнее городище XVI в. до н.э., в ходе которых обнаружен глубокий накопительный колодец круглого сечения, выложенный камнем, из которого воду поднимали с помощью выючных животных, а затем по водам заполняли каменные резервуары внутри крепости [Амит, 1989].

Эта схема со временем усложнялась и многократно варьировалась и в других природных районах страны. Древнейший город *Мегида*, расположенный на высоком холме правого борта Изреельской долины, господствует над всей долиной, которая с ханаанских времён составляла важную часть пути из Египта в Междуречье [Амит, 1989; Нецер, 1989]. Мегида снабжался водой от единственного источника, к которому вёл выложенный тёсаным камнем проход по склону холма, и затем вниз к источнику. В IX в. до н.э. был прорублен большой подземный туннель (верхняя часть системы поддерживалась подпорными стенками), а в скальном грунте пробили вертикальную шахту, внутри которой крутая спиральная лестница вела к полному проходу со ступенями, который, в свою очередь, завершался горизонтальным туннелем, выведшим к источнику. Позже шахту расширили и углубили (16 м) до уровня горизонтального туннеля (длиной около 50 м), который был удлинен и углублен так, чтобы вода естественно текла из источника, заполняя вертикальный шурф, превратившийся в своего рода накопительный колодец, откуда воду поднимали в город с помощью системы блоков, веревок и кожаных бадей (рис. 3).



Рисунок 3. Городище Мегида

Один из важнейших центров Северной Галилеи у подножия Голанских высот *Хацор* упоминается в документе XVIII в. до н.э. [Алон, 2006; Израиль, 1992; Мазар, 1996]. По данным раскопок И. Ядина, в нём проживало до 25–30 тыс. жителей. Его расцвет связывают с XVIII–XVII вв. до н.э. В Хацоре глубина водной системы достигает 40 м. Она состоит из трёх частей: входная структура со спуском; вертикальная, почти прямоугольная в плане шахта (13×16), уходящая на глубину 19 м; и далее туннель 25 м длиной и 11 м глубиной, который заканчивался в подземной камере с

водой. Спускающиеся по спирали к резервуару ступени были настолько широки и пологи, что транспортировка воды осуществлялась на вьючных животных.

Известны и другие подобные подземные колодцы и туннели железного века, которые ведут к источникам, расположенным за пределами целого ряда древних городов. Таковы ступенчатые подземные туннели, спускающиеся параллельно склону холма непосредственно к источникам Гивона и Ивлеама. В *Гивоне*, одном из богатейших городов Ханаана, расположенном в Иудейских горах, был пробит ход непосредственно в водоносный слой для подпитки естественного расхода ключа. В дополнение к древним сооружениям вторая водопроводная система в Гивоне начиналась с большой круглой шахты (диаметром 11,3 м), по стенам которой шли вниз ступени по спирали, на глубине 10,8 м она заканчивалась туннелем, который наклонно спускался ещё на 13,6 м к подземному водоносному слою [Алон, 2006; Израиль, 1992; Мазар, 1996].

Способ подъёма воды с помощью глубокой шахты и туннеля, высеченных внутри города и достигающих естественного водоносного слоя, демонстрирует высокий уровень знаний древних израильтян IX–VIII в. до н.э. Эти сооружения не имеют прямых аналогов в сопредельных странах того времени, хотя отчасти сходные простые колодцы и туннели существовали и в микенской Греции и в Анатолии (в Урарту и Фригии).

Эллинский период в истории создания водных систем

Новый значительный подъём водного строительства связан с мощным проникновением в государственную и общественную жизнь Иудеи влияния эллинистической культуры (537 г. до н.э.). В этот исторический период был построен город *Циппори* (II в. до н.э.), расположенный в 10 км от Назарета, среди плодородных равнин Нижней Галилеи с её округлыми холмами, на вершине одного из них. В 2,5 км от центра города группа родников Эй-нот-Циппори, расположенных у подножия холма, обеспечивала стабильность системы городского водоснабжения (их расход примерно 40 м³/ч). Однако основным источником всё же были поверхностные дождевые стоки. Холм обрамляли долины двух речек – Циппори и Нетофы, спускавшихся в Изреельскую долину. Площадь водосбора весьма значительна. По расчётам археологов в подземных водохранилищах Циппори скапливалось столько воды, что можно было обеспечить все необходимые нужды населения в 40–50 тыс. человек (бытовые, ритуальные, хозяйственные и пр.) [Александровская, Широкова, 2010; Алон, 2006; Израиль, 1992].

Водная система подземных водохранилищ Циппори поражает своими размерами и изобретательностью своих создателей. По существу это пещерная подземная река, поделённая рукотворными перемычками на секции, глубина которых 8–12 м, длина более 800 м. По всей видимости, в основе системы цепь пещер естественного происхождения, образовавшихся в доломитах и известняках, тщательно обработанных в течение столетий их пользователями. Водоводы и резервуары почти на всю высоту (или, вернее, глубину) «оштукатурены» специальной обмазкой, обеспечивающей гидроизоляцию и сохранность хорошего качества воды. Как правило, обмазка двухслойная (двух разных периодов). На входе (вблизи родников) сделана специальная шахта-отстойник. Затем вода поступает в водохранилище, дно которого покрыто пятью слоями обмазки, включая асфальт, для снижения просачивания воды.

Для поддержки стен резервуаров в отдельных местах сделаны дополнительные каменные вставки. В каждом резервуаре вырублены ступени, позволяющие вести постоянные наблюдения за уровнем и качеством воды. Существовала специальная эксплуатационная служба, которая выполняла эти работы (сохранились оттиски марки (штампа), которой пользовались древние инженеры-эксплуатационники). Центральный накопительный водоём (его длина примерно 260 м, глубина около 10 м, ширина колеблется от 2 до 4 м) в настоящее время обрушился. От него идёт 55-метровый туннель. Начало его имеет «клапан» для регулирования потока воды. Каждый водонакопительный бассейн имеет рядом резервуар для спуска и отстоя воды (около 5 м глубины), используемый для очистки воды в случае необходимости при обнаружении её загрязнения. Общий объём накопительных резервуаров примерно 4300 м³ воды.

Водовод, по которому из системы подземных резервуаров вода поступала в город, представлял собой вырубленный в скальных породах туннель (длиной 235 м), выводивший воду в открытый канал под стенами городских укреплений. Система подземных резервуаров создавалась в два строительных периода (в IV в. до н.э. и во II в. н.э.). Они действовали вплоть до VII в. Много накопительных цистерн, собиравших дождевые воды в жилых кварталах, существовало в верхней части города. В весеннее время широко использовали воды временных водотоков (Циппори и Нетофа). Их средний расход в это время до 100 м³/ч (рис. 4).



Рис. 4. Циппори. Спуск в подземные водохранилища

Северный водовод ведёт к открытому бассейну Машад (14×21×2,5 м) на краю города, который наполнялся весной и использовался летом для плавания. В непосредственной близости от водосборника Машад есть ещё один небольшой бассейн (5×9 м), защищённый крышей на 5-ти арках, известный как «водяная баня».

Многолетние раскопки и создание в *Бет-Шеане* национального парка наглядно раскрывают особенности жизни в этом эллинистическом городе и сохранившиеся элементы сложившейся здесь водной системы, главные из которых – западные бани на фундаментах более древнего здания, включающие 4 бассейна и 8 «горячих» и «тёплых» залов, крытых куполами и арками, куда из печного помещения нагретый воздух подавали под плиты пола и в трубы вдоль стен, и с полами, покрытыми

мрамором и мозаикой; центральное здание с трёх сторон, окружённое галереями, по краям которых бассейны с декоративными фонтанами; более скромные восточные бани включают в себя общественную уборную; и наконец, нимфеон – здание общественного фонтана с выразительным фасадом. К этому времени относится и водовод с керамическими трубами (аналог нижнему водоводу в Кесарии). Выверенные уклоны главных улиц обеспечивают надёжную систему отвода сточных вод. Источник поступления воды в эту систему – ручей Харод.

Система водопользования в древнем Иерусалиме

В *Иерусалиме*, который с XI в. до н.э. и до 70 г. н.э. был столицей древнего Еврейского царства, тесно сплелись все формы водопользования, характерные для разных этапов многовекового формирования цельной водной системы разновременных элементов, используемых в этом уникальном городе. Зарождение такой системы на безводном полупустынном плоскогорье к западу от Мёртвого моря восходит к первому постоянному поселению начала эпохи бронзы, главным звеном которой был источник Гихон артезианских трещинных вод у подножия южного склона горы. Он имеет «пульсирующий» характер: каждые несколько часов уровень воды ручья существенно повышается. Долгое время источник Гихон оставался практически единственным в системе водообеспечения древнего Иерусалима, если не считать небольших дворцовых и внутриквартальных выдолбленных в скальном основании накопительных цистерн, собиравших скудные дождевые воды. В городских кварталах, возникших между VII и VI вв. до н.э., наряду со скальными цистернами, воду накапливали в двух открытых водоёмах, располагавшихся в низменных частях города [Нир, 2000; Авиа Иона, Барас, 1983; Мазар, 1989; Хекер, 1966; Амиран, 1947; Shiloh, 1984; Ронен, 1997; Vincent, 1911; Wilkinson, 1974].

С ростом города жители стали всё больше испытывать дефицит воды. В 701 г. до н.э. были проведены крупные строительные работы, имевшие целью обеспечить водой жителей и войско защитников города в случае его осады. В толще скалы был прорублен так называемый Силоамский туннель длиной 533 м, по которому воды источника Гихон поступали в Силоамский накопительный водоём внутри городских стен. Работы велись двумя бригадами навстречу друг другу. Туннель проходит в толще горы под городом Давида по S-образной кривой. Он прорублен без вертикальных шахт, что делало работу особо трудной из-за недостатка воздуха и света, а также растущей удалённости от входа в туннель, через который выносили выработанный материал. Поражает филигранная точность работы двух групп проходчиков, которые смогли встретиться без промаха. Возможно, они придерживались естественной трещины в скальной стене. Другой водовод, значительно более древний, идёт от того же источника Гихон вдоль основания восточного склона горы, на которой находится город Давида, к накопительным водоёмам на юге. Он проложен частично в виде открытого водовода в земле, частично высечен в скале, в которой пробиты отверстия для отвода части воды на полив сельскохозяйственных земель в Кидронской долине. Ныне этот южный канал прослеживается не по всей длине, а лишь частично (в его начале, в середине и в конце); в общей сложности его протяжённость около 140 м. Главная часть этой системы – вертикальная «шахта Уоррена», которая напрямую связывала источник Гихон с вершиной холма. В 1867 г. он был открыт Уорреном и в 1909 г. исследован Паркером. По окончании раскопок участок над ним был засыпан.

В начале 1980-х гг. археолог И. Шило предпринял исследование ствола «шахты Уоррена» с помощью альпинистов и горных инженеров из Южной Африки. Устье «шахты» расположено выше линии укреплений города Давида, в помещении, вырубленном в скале. Её верхняя часть представляет собой наклонный коридор со ступеньками, который постепенно переходит в горизонтальный туннель высотой 10 м и шириной 3 м. Расстояние от входа до горизонтального туннеля Иезекиля 42 м. Затем он переходит в вертикальный колодец глубиной 15 м и достигает уровня воды, поступающей от Гихона по отростку упомянутого выше водовода. Геологическое исследование этого подземного сооружения проведено геологом Данном Гилем, который считал, что вертикальная часть «шахты» имеет естественное происхождение. Древние строители удачно включили природную трещину в общую систему водоснабжения. И. Шило полагает, что эта система создана в X или IX в. до н.э. А существенную часть её использовали и в более ранние времена [Shiloh, 1984].

Воды источника Гихон и дождевые воды, накапливаемые в цистернах и водоёмах, служили многим поколениям горожан и в более поздние эпохи. Лишь в 70-е гг. до н.э. воду стали доставлять в Иерусалим с помощью созданной грандиозной системы водоводов, выходящих далеко за пределы города. В период времени 70–4 гг. до н.э. были объединены все древние водоводы и водосборники, а также созданы новые, в результате чего сложилась разветвлённая система невиданного до того масштаба. Она включала сеть водоводов и водохранилищ, которые наполнялись водами, расположенных на Хевронском нагорье в 40 км от Иерусалима, и дождевыми стоками с прилегающих к магистральному водоводу холмов. Центральным элементом этой системы, соиравшей воду с водосборных площадей, лежащих к югу от Иерусалима (20 км от города), были так называемые Соломоновы пруды, в число которых входили водонакопители естественного и искусственного происхождения, общей ёмкостью более 180 тыс. м³. Два водовода снабжали водой Соломоновы пруды и два из них выходили, транспортируя воду в Иерусалим. Эти водохранилища имели, таким образом, весьма обширный водосборный бассейн и выполняли важную регулирующую роль, в известной мере обеспечивая очистку вод путём их отстаивания.

В ряде мест для специальной службы, ответственной за состояние водной системы города, созданы наблюдательные колодцы, примером которого может служить сохранившийся колодец в районе Тальпийот.

По данным раскопок, в середине I в. н.э. в каждом доме (или группе жилищ) был, по меньшей мере, один резервуар, где накапливали дождевую воду. При раскопках Старого города обнаружены десятки «колодцев», бассейнов, цистерн и других накопителей разной величины, в том числе несколько значительных резервуаров под западной стеной Храмовой горы. Некоторые исследователи оценивают их общую вместимость в 40 тыс. м³ [Авиа-Иона, Барас, 1983]. Наличие таких запасов воды было особенно важно не только для местных жителей, но и для многочисленных паломников, прибывавших в Иерусалим на время религиозных праздников. Сложившаяся сеть городских накопительных водосборников всё равно не могла удовлетворить потребность в воде растущего населения Иерусалима.

Характерно, что вплоть до 1940-х гг. в Иерусалиме существовал порядок, по которому строители были обязаны оснащать дома подземными цистернами.

Искусственные водные системы I в. до н.э.

Иродианские водные системы – наивысшее и последнее достижение водопользования времён Иудейского царства, пример масштабной организации водоснабжения в жёстких условиях аридных территорий. Одно из первых грандиозных строительных и стратегических сооружений на краю нагорья Негев у Мёртвого моря – крепость *Масада* [Алон, 2006]. По словам Иосифа Флавия, эту скалу «со всех сторон окружают ущелья недоступной для взгляда глубины и кручи, повсюду не достижимые ни для одного живого существа». И там же: «со всех сторон зияют глубины ущелья, способные ужасностью своей смутить любую отвагу» [Иосиф Флавий, 1993]. Окружающая местность издревле была пустынна, безводна и безлюдна. Однако утёс занимал стратегически важное место у самого узкого и мелкого места Мёртвого моря.

Первой задачей строителей Масады стало создание надёжных систем наземных и подземных водосборников и водоводов. Природных родников здесь нет. Осадки выпадают в течение немногих дней (а то и часов) в году. Соответственно необходимо успеть сразу же перехватить потоки воды и направить их в хорошо подготовленные резервуары. Для этого были возведены плотины на двух обрамляющих скалу сезонно пересыхающих долинах (Вади Масад с севера и Бен-Яир с юга) и вырублены водоводы, отводившие осадки в 12 больших подземных резервуаров, устроенных на двух уровнях в нижней части склона и вмещавших около 40 тыс. м³ воды. Из этих цистерн по крутой тропе, проложенной по северному гребню скалы, выючные животные поднимали воду на верхнюю площадку крепости к «водяным воротам», у которой был устроен накопительный водосборник пещерного типа. Часть собранной воды направляли в открытые и подземные резервуары, предназначенные для повседневных нужд. Часть резервных вод шла самотёком в водосборники на нижние ярусы Северного дворца.

Были в Масаде и резервуары, которые заполнялись во время ливневых дождей за счёт естественного поверхностного стока благодаря грамотной планировке. Используя более высокое положение северной части дворцового комплекса и складов над всей площадкой Масады, собирали воду и по оштукатуренному водоводу, идущему от Змеиной тропы, заполняли накопительный колодец на восточной стороне, а также водосборник и плавательный бассейн (вместимостью 550 м³) на юге. Собранной воды хватало на все нужды: для приготовления пищи, терм, плавательного бассейна, ритуальных омовений, для гарнизона и мастерских, для богатых и бедных. Но была и другая задача – сохранить воду. Как и в более ранних городских поселениях, стены и дно каждого резервуара покрывались несколькими слоями специальной плотной, гладкой, водонепроницаемой белой обмазкой с дезинфицирующими добавками. Судя по всему, существовала специальная эксплуатационная служба, поддерживавшая водные системы Масады в рабочем состоянии и осуществлявшая регулярные наблюдения за состоянием водосборников, чистку водоводов и пр. Во всяком случае, об этом недвусмысленно свидетельствует наличие высеченной в скале лестницы в 64 ступени, достигающей дна южного водосборника.

Следующий блистательный строительный проект этого времени – *Иродион*. Он был построен в 23–20 гг. до н.э. у западной оконечности Иудейской пустыни, в 15 км к югу от Иерусалима и в 5 км к юго-востоку от Вифлеема, при дороге, ведущей к Мёртвому морю [Александровская, Широкова и др., 2012; Нир, 2000]. В основании крепости дворца – природный холм, который возвышается над окружающей

местностью более чем на 70 м. Его вершина имеет правильную конусообразную рукотворную форму. Крепость, в отличии от Масады, была защищена необыкновенно высокой кольцевой стеной высотой более 15 м. Пространство между стенами – коридор для прохода и склады. Над стенами возвышались три полые полукруглые и одна монолитная круглая башни. В ходе раскопок найдены фундаменты дворца с тронным залом и жилыми помещениями, термы с тремя ванными комнатами: сухой парной, холодной, для которой привозили лёд с горы Хермон, и с обычной водой. Обслуживала крепость сложная система подземных, покрытых обмазкой водосборников глубиной до 15 м, лестниц и водоводов, вырубленных в теле горы.

У подножия горы в годы расцвета Иродиона располагался Нижний Иродион, где размещались разного рода административные службы, виллы родственников и приближённых царя. Структурообразующим элементом этого комплекса был открытый бассейн (70×45 м), в центре которого стояла круглая башня. С трёх сторон его окружал обширный сад, обрамлённый колоннадами, с северо-востока к нему примыкал служебный корпус со складами, а с юго-запада – большие термы с обычным набором помещений: раздевалка, тёплые и горячие комнаты, печь.

Последний крупный строительный проект старой эры – город у Средиземного моря – *Кесария* на севере долины Шарон (Алон, 2006). Система водоснабжения в городе, бывшая тогда одной из самых передовых, обеспечивала горожанам очень высокий уровень комфорта: водообеспечение каждого домовладения, общественные бани, бассейны для купания и ритуальных омовений, надёжную систему канализации и пр. Водовод, построенный Иродом Великим вдоль берега моря, нёс воды группы родников Эйн-Шоми, расположенных на южном склоне Кармеля, сначала в туннеле, вырубленном в скалах, затем, на подходе к городу, по арочному акведуку высотой около 8 м над поверхностью земли (7 керамических труб диаметром в 30 см каждая). В византийские времена система была дополнена накопительным водохранилищем у небольшой всхолмлённой гряды на прибрежной равнине, от которого 12 км вода шла самотёком по керамическим трубам, собранным в пучки по три в каждом ряду. Между двумя линиями римского и византийского водоводов при входе в город были сделаны рокадные связки, а в самом городе – искусная разводка труб. Водой были обеспечены не только питьевые, но и другие бытовые и ритуальные нужды. Её запасы позволяли развивать в округе искусственное орошение, а с ним и сельское хозяйство. Особенно славились кесарийские гранаты. Чудом техники того времени стал порт (общей площадью более 9 тыс. м²; одни причалы – более 1,5 тыс. м²), включавший внешнюю бухту с дугообразным волнорезом (40 м длиной), сложенным из базальтовых глыб длиной до 15 м (для скрепляющего раствора применялась смесь растёртой древесины и вулканического пепла), и внутреннюю гавань, дно которой углубили, выложив его каменными глыбами. Кроме того, здесь были сооружены высокий мол и система каналов, предохраняющие портовые сооружения от наносов ила и песка. За пирсом находились складские помещения с арочными строениями.

Созданная в Кесарии система водоснабжения города была в те времена одной из самых совершенных. Вода поступала от двух источников: из группы родников Эйн-Шоми (в 12 км к северу от города) на южных склонах гряды Кармель, от которой нижний водовод шёл вдоль берега моря почти по самому его краю, и по верхнему водоводу у подножия Кармеля – из водохранилища (в 7 км к северо-востоку от города) за плотиной на ручье Таниним (ручей Крокодилов), собиравшего воды более

отдалённых источников (помимо ручья Крокодилов, это родник Эйн-Цур и речка Снонит). Оба существенно отличаются от ранее описанных иорданских водных систем. По пути в Кесарию Верхний водовод проходил через туннель, вырубленный в скалах Ха-Кур Кар ха-Тихона (средний уклон – 0,2%). На подходе к городу арочный акведук пересекал заболоченное пространство и подводил воду к городу на высоте примерно 8 м над уровнем моря. Акведук нёс 7 керамических труб по 30 см в диаметре каждая. По Нижнему водоводу от накопительного водохранилища 7 км вода шла самотёком по 24 керамическим трубам того же диаметра, собранным в пучки по три в каждом ряду. Сегодня участок Нижнего водовода можно видеть у селения Джиср-эз-Зарка.

К западу от этого места водовод проходил по туннелю через известковую гряду. В самом городе вода шла по подземному туннелю протяжённостью в 400 м. Между верхней и нижней линиями водоводов были сделаны рокадные связки при входе в город и разводка системы труб в самом городе. В те времена за состоянием водоводов в Кесарии отвечал римский проконсул. В VI в. за ними перестали следить. Водой были обеспечены не только питьевые и другие бытовые нужды населения; её запасы позволяли развивать в округе искусственное орошение, а с ним и сельское хозяйство. Безупречно была организована и система отвода сточных вод.

В 1932 г. на землях, купленных Фондом Ротшильда, который предполагал здесь устроить курорт, начались систематические раскопки, которые продолжаются непрерывно и в настоящее время. В 1940 г. к югу от руин основан кибуц Стод-Ям, а в 1963 м – национальный парк.

Уроки истории и новые перспективы

Многие рассматриваемые нами сооружения и устройства системы разных времён и типов во второй половине XX в. стали своего рода музейными экспонатами в национальных парках Израиля. Искусственные водные системы раннеизраильского, византийского, эллинистического и иродианского периодов успешно действовали на протяжении многих веков. Сеть масштабных акведуков охватила в первые века новой эры все провинции Римской империи (I в. до н.э. – IV в. н.э.), от Передней Азии и Африки до Лузитании на Иберийском полуострове, а также другие места Европы, входившие в состав империи. Система римских водоводов хорошо изучена и известна более других. Только в Риме в IV–V вв. 11 акведуков ежедневно поставляли 1,5 млрд. л воды, которая снабжала 1212 фонтанов, 937 публичных терм, 11 императорских термальных лечебниц. Длина водопроводных труб здесь составляла от 20 до 80 км. Широко использовались разнообразные сложные водоподъёмные устройства. Примером может служить водоподъёмная система в гавани Косса. Подобные устройства служили для подъёма воды из бассейна в цистерну и были распространены по всей Римской империи. В крупных центрах Византии в IV–XV вв. широко применялось строительство больших подземных цистерн, но ничего нового в области создания водных систем в византийские времена не отмечается.

Постепенное и повсеместное разрушение древних водных систем началось в XII–XV вв. Ко времени Британского мандата (1918–1948) даже иерусалимские колодцы дошли до крайней степени запущенности. Британским властям пришлось заняться очисткой вод городских колодцев. Но вскоре они поняли, что этого недостаточно.

Началом нового этапа развития водообеспечения стало возведение в 1918 г. близ Иерусалима первой водонапорной башни и прокладки трубопроводов для водоснабжения армии и общественных учреждений (больниц, школ, монастырей). Проблема поисков источников, транспортировки и использования пресных вод, стала ключевой с первых дней провозглашения государства Израиль в 1948 г.

Современный среднегодовой водный потенциал Израиля составляют поверхностные водотоки и постоянные выходы природных трещинных вод (900 млн м³). Существенная часть пресной воды добывается из подземных источников. В горных районах это бурение артезианских скважин, а на Приморской равнине – использование больших пресноводных линз в береговых дюнах и прибрежный средиземноморский водоносный горизонт (от берега моря до подножия Иудейских гор), из которого ежегодно выкачивается 500 млн м³, а также водоносный горизонт Изрельской долины – пласт в пористых, но твёрдых породах, с пресной водой особо высокого качества.

Главный природный резервуар пресной воды – озеро Кинерет, которое в основном пополняется водой трёх верхних истоков реки Иордан – Баниас (или Хермон), Дан и Снир, объём стока которых составляет около 520 млн м³ в год. Воды реки Ярмук, левого притока реки Иордан, впадающего южнее озера Кинерет (около 540 млн м³/год), большей частью разбираются для орошения земель Иордании и в названном балансе не учитываются. Используемые водные ресурсы не превышают 15% годовых осадков.

В 1964 г. введён в эксплуатацию Всеизраильский водовод длиной 130 км, по которому вода из Тивериадского озера (Кинерет) поступает по системе трубопроводов, акведуков, открытых каналов, водохранилищ, туннелей, плотин и водонапорных станций во все районы страны, включая северную часть Негева. Площадь орошаемых земель составляет 1990 км².

Для рационального использования природных вод создана сеть накопительных водосборников разного рода. Практикуется и повторное использование отработанных сточных вод и закачка предварительно отфильтрованных и обеззараженных сточных вод с помощью специальных биологических мембран в водоносные горизонты. Возврат сточных вод составляет 100 млн м³.

Древнеизраильская традиция собирать, сохранять, расходовать воду в наши дни нашла своё замечательное развитие. Без орошения в современном Израиле невозможно земледелие. Широко применяемая в Израиле капельная система (будь-то плодовые деревья, виноградники, плантации овощей и технических культур или леса и цветники) позволяет расходовать воду предельно экономно. При этом, если во многих странах, расположенных в аридных областях, пустыни наступают на поля, то в Израиле площади пустынь сокращаются.

По последним данным, каждый израильтянин ежедневно расходует в среднем на бытовые нужды от 250 до 300 л, по меркам развитых стран это немного (американцы до 500 л), но при том, что уже сейчас в Израиле проживает более 8 млн человек, только на бытовые нужды ежегодно требуется около 300 млн м³, да плюс воды для промышленного и сельскохозяйственного использования. Тут никаких водных ресурсов не напасёшься! Но, зная традиционную способность израильтян к изобретательности и бережному отношению к воде, можно не сомневаться – выход будет найден. Но это уже будут новые отношения человека с водой.

Понимая всю остроту проблемы пресной воды в современном мире, в Израиле

ле настойчиво ищут новые пути её решения. С начала 2000-х гг. опреснение морской воды здесь стало стратегическим направлением в развитии водоснабжения. В 2005 г. в Ашкелоне была запущена крупнейшая в мире опреснительная установка мощностью 100 млн м³/год. После дополнительной реминерализации эта вода непосредственно поступает во Всеизраильский водопровод. Станция имеет 20 бассейнов предварительной очистки, 40 тыс. полимерных фильтров и собственную тепловую электростанцию. В настоящее время в стране уже пять опреснительных заводов – в Сореке, Эйлате, Ашкелоне, Пальмахим, Хадере, Ашдоде. Новый завод в Сореке самый мощный: объём вырабатываемой пресной воды – 150 млн м³ в год. Планируется также расширение завода в Пальмахим. В сумме, пять опреснительных заводов дают Израилю около 600 млн м³/год. С учётом озера Кинерет, горных источников, подземных вод и очищенных сточных вод получается следующий годовой баланс: домохозяйка – 800 млн м³ пресной воды, сельское хозяйство – 550 млн, промышленность – 90 млн. Израиль полностью обеспечивает себя пресной водой. Бытовавший в прежние времена дефицит воды полностью устранён [Темрев, 2008].

Значение источников воды для возникновения и существования городов в прошлом очевидно. «Все путешествующие по Земле Обетованной с гнетущим постоянством повторяют справедливое утверждение, что *история этой страны «писана водой»*. Дороги, деревни и даже города исчезали с карты, но «источники, бьющие из скал, остаются безусловным и неизменным фактором в жизни страны и истинными указателями для историков».

Литература

1. Авиа Иона М., Барас Ц. Иерусалим в римскую эллинистическую эпоху // В кн.: Общество и религия в эпоху Второго храма. – Иерусалим. – 1983. – С. 152–181.
2. Александровская О.А. Древнейшие системы водоснабжения Иерусалима // В сб.: Институт истории естествознания и техники: Год. науч. конф. – М.: ИИЕТ РАН, 2007. – С. 398–399.
3. Александровская О.А. Водные системы Иерихона и Кумрана // В сб.: История наук о Земле, вып. 2. – М.: ИИЕТ РАН, 2008. – С. 31–36.
4. Александровская О.А., Шамис В.А. Водные ресурсы и особенности водопользования в Земле Обетованной // В сб.: Институт истории естествознания и техники: Год. науч. конф. – М.: ИИЕТ РАН, 2008. – С. 330–331.
5. Александровская О.А., Шамис В.А. Искусственные водные системы древней Галилеи // В кн.: Очерки по геоморфологии урбосферы. / Отв. ред. Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2009. – С. 143–161.
6. Александровская О.А., Шамис В.А. Искусственные водные системы времён Ирода Великого // Вопросы истории естествознания и техники. – 2012. – №1. – С. 67–85.
7. Александровская О.А., Широкова В.А. Исторический опыт водопользования в Древнем Израильском царстве VIII до н.э. – II в. н.э. // В сб.: Геоэкологические проблемы современности. – Владимир. – 2010. – С. 349–352.
8. Александровская О.А., Широкова В.А., Жидков М.П., Шамис В.А. Водопользование: очерки истории. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2012. – 184 с.
9. Алон А. Путеводитель по национальным паркам и заповедникам Израиля. – Иерусалим. – 2006. – 162 с.

10. Амиран Р. Водоснабжение Иерусалима в древние времена // В сб.: Иерусалимский сборник. – Иерусалим. – 1947. – С. 11–48.
11. Амит Д. Доставка воды в крепость Кипрос // В кн.: Древние акведуки Эрец Исраэль. Под ред. Амир Д., Хиршфельд И., Патрих И. – Иерусалим. – 1989. – С. 229–243.
12. Атлас Израиля. – Тель-Авив. – 2008. – 156 с.
13. Жидков М.П., Шамис В.А. Иерархическая система морфоструктур и её влияние на расположение городов Иудеи, Самарии и Галилеи // В сб.: Геоморфологические системы. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. – С. 78–100.
14. Израиль: Геогр. справ.– СПб., Иерусалим. – 1992. – 260 с.
15. Иосиф Флавий. Иудейская война / Пер. М. Финкельберг. – М., Иерусалим. – 1993. – 512 с.
16. Кюнтцель В.В. Энергостокковые зоны и их воздействие на биосферу // Геоэкология. – 1996. – №3. – С. 3–9.
17. Мазар А. Обзор водоводов, ведущих в Иерусалим // В кн.: Древние акведуки в Эрец Исраэль. – Иерусалим. – 1989. – С. 155–197.
18. Мазар А. Археология библейской земли. Кн. 1. – Иерусалим: Библиотека – Алия, 1996. – 267 с.
19. Мечников Л.И. Цивилизации и великие исторические реки. – М.: Айрис-Пресс, 2013. – 320 с.
20. Мортон Г.В. Святая земля. Путешествие по библейским местам. – М.: Эксмо; СПб.: Мидгард, 2009. – 960 с.
21. Нецер Й. Иерихонский водовод и усадьба Хасмонеев // В кн.: Древние акведуки в Эрец-Исраэль. – Иерусалим, 1989. – С. 273–283.
22. Николаева Г.М., Черногаева Г.М. Водный баланс Азии. – М.: Советское радио, 1977. – 115 с.
23. Нир Р. От Иевусейского города к столице Израиля // В кн.: Иерусалим в веках, ч. 1. – Тель-Авив. – 2000. – 221 с.
24. Новый атлас Израиля. – Иерусалим. – 2008. – 180 с.
25. Путеводитель по национальным паркам и заповедникам Израиля. – Иерусалим. – 2006. – 120 с.
26. Ронен И. Иерусалим под властью Рима // В кн.: Иерусалим в веках, ч. 3. – Тель-Авив. – 1997. – 218 с.
27. Темерев А. Великое опреснение // Вокруг света. – 2008. – №5. – С. 45–63.
28. Хекер М. Водоснабжение в древнем Иерусалиме // В кн.: Иерусалимский сборник. – Иерусалим. – 1966. – С. 191–218.
29. Shiloh Y. Excavations at the City of David: Vol. I: 1978–1982: Interim Report of the First Five Seasons. Qedem 19. – Jerusalem: Institute of Archaeology. – 1984. – Pp. 1–28.
30. Vincent L.-H. Underground Jerusalem: Discoveries on the Hill of Ophel (1909–11). – London. – 1911. – Pp. 8–18.
31. Wilkinson J. Ancient Jerusalem: Its Water Supply and Population // Palestine Exploration Quarterly. – 1974. – Vol. 106. – Pp. 33–51.

PROBLEMS OF WATER RESOURCES AND WATER USE IN ARID REGIONS, USING THE EXAMPLE OF ANCIENT AND MODERN ISRAEL

© 2018 V.A. Shirokova¹, Sc. Doctor (Geogr.), Prof., O.A. Alexandrovskaya¹,
Sc. Doctor (Geogr.), Prof., E.A. Likhacheva², Sc. Doctor (Geogr.), Prof.

¹S.I. Vavilov Institute for the History of Science and Technology of the Russian Academy of Sciences, Russia, 125315, Baltiyskaya Str., 14, Moscow, e-mail: shirocova@gmail.com;

²Institute of Geography RAS, Russia, 109017, Moscow, Staromonetny Lane, 29,

The article is devoted to problems of water resources and water use in arid regions at the example of ancient and modern Israel. When analyzing the history of water management also drew attention to the relief and morphological structure, defining the location of water sources and development of ancient cities. Most water sources are located along zones of lineament. Discussed the water system, dedicated to the Jordan basin, and in particular, the water system of the late Canaanite era (XIV–XIII centuries BC) and the beginning of the ancient Kingdom of Israel; the Hellenistic period in the history of the water systems; the system of water in ancient Jerusalem; artificial water system of the end of the old era (I century BC).

Outstanding achievements of engineering and construction practices of the ancient Israelites in the area of water management based on their good knowledge of local conditions (primarily the features of the geological structure) and ability in acute shortage of fresh water to collect and keep it until the next winter rains, carefully spending it during the year. Experience ancient engineers today can serve as a worthy example of the productive relationship between man and nature.

Keywords. Water use, water consumption, hydraulic structures, water systems, the Israeli kingdom, ancient Israel.

References

1. Avia Iona M., Baras Ts. 1983. Ierusalim v rimskuiu ellinisticheskuiu epokhu [Jerusalem in the Roman Hellenistic era]. *Obshchestvo i religiiia v epokhu Vtorogo khrama. Ierusalim*, pp. 152–181. (in Russian)
2. Aleksandrovskaya O.A. 2007. Drevneishie sistemy vodosnabzheniia Ierusalima [The ancient water system of Jerusalem]. *Institut istorii estestvoznaniia i tekhniki: God. nauch. konf. Moscow*, pp. 398–399. (in Russian)
3. Aleksandrovskaya O.A. 2008. Vodnye sistemy Ierikhona i Kumrana [The water system of Jericho and Qumran]. *Istoriia nauk o Zemle. Moscow*, vol. 2, pp. 31–36. (in Russian)
4. Aleksandrovskaya O.A., Shamis V.A. 2008. Vodnye resursy i osobennosti vodopol'zovaniia v Zemle Obetovannoi [Water resources and especially water use in the Promised Land]. *Institut istorii estestvoznaniia i tekhniki: God. nauch. konf. Moscow*, pp. 330–331. (in Russian)
5. Aleksandrovskaya O.A., Shamis V.A. 2009. Iskusstvennye vodnye sistemy drevnei Galilei [Artificial water system of ancient Galilee]. *Ocherki po geomorfologii urbosfery. Moscow*, pp. 143–161. (in Russian)
6. Aleksandrovskaya O.A., Shamis V.A. 2012. Iskusstvennye vodnye sistemy vremen Iroda Velikogo [Artificial water supply systems in the time of Herod the Great]. *Voprosy istorii estestvoznaniia i tekhniki. No 1*, pp. 67–85. (in Russian)

7. Aleksandrovskaia O.A., Shirokova V.A. 2010. Istoricheskii opyt vodopol'zovaniia v Drevnem Izrail'skom tsarstve VIII do n.e. – II v. n.e. [The historical experience of water management in Ancient Kingdom of Israel VIII BC – II century ad]. *Geoekologicheskie problemy sovremennosti*. Vladimir, pp. 349–352. (in Russian)
8. Aleksandrovskaia O.A., Shirokova V.A., Zhidkov M.P., Shamis V.A. 2012. *Vodopol'zovanie: ocherki istorii* [Water management: essays on the history]. Moscow, 184 p.
9. Alon A. 2006. *Putevoditel' po natsional'nym parkam i zapovednikam Izrailia* [Guide to the national parks and nature reserves of Israel]. Jerusalem, 162 p. (in Russian)
10. Amiran R. 1947. *Vodosnabzhenie Ierusalima v drevnie vremena* [The water supply of Jerusalem in ancient times]. *Ierusalimskii sbornik*. Jerusalem, pp. 11–48.
11. Amit D. 1989. *Dostavka vody v krepost' Kipros* [Delivery of water to the fortress of the Manager]. *Drevnie akveduki Erets Israel'*. Jerusalem, pp. 229–243.
12. *Atlas Izrailia*. 2008. [Atlas of Israel]. – Tel'-Aviv, 156 p.
13. Zhidkov M.P., Shamis V.A. 2010. *Ierarkhicheskaia sistema morfostruktur i eje vliianie na raspolozhenie gorodov Iudei, Samarii i Galilei* [Hierarchical system of morphostructures and its influence on the location of the cities of Judea, Samaria and Galilee]. *Geomorfologicheskie sistemy*. Moscow, pp. 78–100. (in Russian)
14. *Izrail': Geogr. sprav.* 1992. [Israel: Geography. Ref.]. St. Petersburg, Jerusalem, 260 p. (in Russian)
15. Iosif Flavii. 1993. *Iudeiskaia voina* [Jewish war]. Moscow, Jerusalem, 512 p. (in Russian)
16. Kiunttsel' V.V. 1996. *Energostokovye zony i ikh vozdeistvie na biosferu* [Energostokovye zones and their impact on the biosphere]. – *Geoekologiya*. No 3, pp. 3–9. (in Russian)
17. Mazar A. 1989. *Obzor vodovodov, vedushchikh v Ierusalim* [Overview of the conduits leading to Jerusalem]. *Drevnie akveduki v Erets Israel'*. Jerusalem, pp. 155–197.
18. Mazar A. 1996. *Arkheologiya bibleiskoi zemli* [Archaeology of biblical lands]. Jerusalem, vol. 1, 267 p.
19. Mechnikov L.I. 2013. *Tsivilizatsii i velikie istoricheskie reki* [Civilization and the great historical rivers]. Moscow, 320 p.
20. Morton G.V. 2009. *Sviataia zemlia. Puteshestvie po bibleiskim mestam* [Holy Land. Journey through biblical places]. – Moscow; Sanct Petersburg, 960 p. (in Russian)
21. Netser I. 1989. *Ierikhonskii vodovod i usad'ba Khasmoneev* [Jericho conduit and the estate of the Hasmoneans]. *Drevnie akveduki v Erets-Israel'*. Jerusalem, pp. 273–283.
22. Nikolaeva G.M., Chernogaeva G.M. 1977. *Vodnyi balans Azii* [Water balance of Asia], Moscow, 115 p. (in Russian)
23. Nir R. 2000. *Ot Ievuseiskogo goroda k stolitse Izrailia* [From ausazkoa to the capital city of Israel]. *Ierusalim v vekakh*. Tel'-Aviv, vol. 1, 221 p.
24. *Novyi atlas Izrailia*. 2008 [New Atlas of Israel]. Jerusalem, 180 p.
25. *Putevoditel' po natsional'nym parkam i zapovednikam Izrailia*. 2006 [Guide to the national parks and nature reserves of Israel]. Jerusalem, 120 p.
26. Ronen I. 1997. *Ierusalim pod vlast'iu Rima* [Jerusalem under the rule of Rome]. *Ierusalim v vekakh*. Tel'-Aviv, vol. 3, 218 p.
27. Temerev A. 2008. *Velikoe opresnenie* [Great desalination]. *Vokrug sveta*. Vol. 5, pp. 45–63. (in Russian)

28. Kheker M. 1966. Vodosnabzhenie v drevnem Ierusalime [Water supply in ancient Jerusalem]. Ierusalimskii sbornik. Jerusalem, pp. 191–218.

29. Shiloh Y. 1984. Excavations at the City of David: Vol. I: 1978–1982: Interim Report of the First Five Seasons. Qedem 19. Jerusalem: Institute of Archaeology, pp. 1–28.

30. Vincent L.-H. 1911. Underground Jerusalem: Discoveries on the Hill of Ophel (1909–11). – London, pp. 8–18.

31. Wilkinson J. 1974. Ancient Jerusalem: Its Water Supply and Population. – Palestine Exploration Quarterly, vol. 106, pp. 33–51.

НАШИ ГОСТИ

УДК 551.24

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16550

УСЛОВИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ В ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ОРОГЕНАХ

© 2018 Т.В. Гиоргобиани^{1,2}, к.г.-м.н., Д.П. Закарая³, к.г.-м.н.

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

²Геологический институт им. А.И. Джанелидзе, Грузия, 0186, г. Тбилиси,
ул. Политковской, 31, e-mail: ciala_gugava@mail.ru;

³ООО «Кавказская Горная группа», Грузия, 0174, г. Тбилиси,
ул. М. Алексидзе 1/9, e-mail: d_zakara@yahoo.com

В статье рассмотрен малоизученный вопрос происхождения листрических разломов, пользующихся широким распространением в покровно-надвиговых складчатых областях. Показано, что изображенные на геологических профилях этих регионов разноамплитудные перемещения отдельных покровных и тектонических пластин по типичным листрическим разломам практически невозможны в связи с возникновением в этом случае «проблемы пространства». Определено, что затруднение вызвано образованием зон приоткрывания или перекрытия при движении блоков по листрическим изогнутым поверхностям разломов в условиях горизонтального сжатия. Высказано предположение, что листрическая форма разломов вторична и образовалась путем деформации ранее существовавших разломов различной морфологии. Приведены кинематические особенности их возникновения, показывающие, что эти нарушения формируются двумя принципиально разными механизмами: в результате выкручивания фронтальных частей надвигов или вследствие искривления и выполаживания нижних частей крутых взбросов. На этом основании выделены два генетических типа листрических разломов, возникающих из разновозрастных нарушений; новообразованных пологих склонов и раннее сформированных крутых разломов. Описаны опыты, проведенные с целью экспериментального моделирования листрических разломов, которые подтвердили взгляды авторов о генезисе этих структур. Сделан вывод, что формирование листрических разломов, развитых в пределах покровно-складчатых орогенов, происходило с помощью обоих механизмов.

Ключевые слова: листрический разлом, моделирование, кинематика, блок, покров, шарьяж, механизм, надвиг, взброс.

Листрические разломы представляют собой крутые, близкие к вертикальному на поверхности, и выполаживающиеся с глубиной до пологих, почти до горизонтальных залеганий, разрывные нарушения. В поперечном сечении эти криволинейные разломы имеют форму совка, ковша или лопаты, отчего и происходит их название. В начале XX века термин листрическая поверхность был введен Э. Зюссом, под которым он рассматривал отдельные лопатообразные плоскости разломов [Структурная геология..., 1991]. В последнее время содержание термина так расширилось, что к ним стали относить и вторичные разные по форме искривлен-

ные взбросы, надвиги и сбросы, также имеющие широкое распространение. Но все-таки, в большинстве случаев под этим названием подразумевают разломы, морфология которых соответствует его первоначальному определению [Деннис, 1971; Муравски, 1980].

Листрические разломы расположены в деформированных складчатых структурах, которые сформировались на разных уровнях земной коры и в различных геодинамических условиях, прослеживаются на глубины от первых километров до первых десятков километров, рассекая тем самым значительную часть земной коры, что устанавливается по результатам структурной геофизики. Среди них выделяются сбросы, возникающие в условиях тангенциального растяжения, и взбросо-надвиги, образованные в обстановке сжатия земной коры. Формирование коровых листрических нарушений в процессе, как растяжения, так и сжатия, обусловлено анизотропией земной коры [Паталаха, 1986; Паталаха, Хрычев, 1988; Хаин, Ломизе, 1995] в разных ее зонах и подчинено принципу минимального расхода энергии на образование разлома [Паталаха и др., 1990].

В настоящее время существует несколько альтернативных представлений о происхождении листрической морфологии разломов. Возникновение этих нарушений обусловлено, как считают некоторые исследователи, существенными изменениями вязкости земной коры с глубиной, за счет изменения с глубиной РТ условий. Глубинные листрические разломы имеют крутое падение в холодной эпизоне, а также в теплой мезозоне и выполаживаются при переходе в горячую катазону. Подобное представление высказывают и другие авторы, которые отмечают, что листрическое раскалывание земной коры происходит по причине ее реологической расслоенности. При последовательном разрывообразовании в хрупких, хрупко-пластических и пластических средах, глубинные разломы постепенно меняют углы падений своих плоскостей от крутых до пологих, вследствие чего они приобретают листрическую морфологию [Шишкин Е., Шишкина Т., 1989].

В регионах развития рифтогенных структур распространены листрические сбросы, образованные в обстановке тангенциального растяжения земной коры. В этих сооружениях, по данным геофизики, отмечаются системы листрических сбросов ковшеобразной формы, ограничивающие ступенчато погружающиеся блоки земной коры. Листрические разломы, развитые в верхних уровнях земной коры, на глубинах нескольких километров, иногда в пределах 5–8 км от дневной поверхности, также пользуются широким развитием. Они прослеживаются, в основном, в пределах верхней части коры до глубины 10–20 км. Но, наряду с этим, фиксируются и более глубокие (30–40 км) листрические сбросы, рассекающие всю земную кору и, возможно, верхнемантийный слой. Особенностью морфологии этих нарушений является изменение углов наклона их поверхностей в вертикальном разрезе. Близ поверхности они обычно имеют крутые ($70\text{--}90^\circ$) углы падения, которые далее на глубине постепенно уменьшаются до $20\text{--}30^\circ$ и затем выполаживаются до $5\text{--}10^\circ$, иногда до почти горизонтального положения.

Как видно из вышеизложенного, условия формирования глубинных листрических сбросов изучены достаточно хорошо, но все-таки еще остается много дискуссионных и нерешенных вопросов. Однако происхождение листрических нарушений, развитых в самых верхних слоях земной коры в пределах интенсивно дислоцированных подвижных зон и сформированных в обстановке горизонтального сжатия, пока остается недостаточно выясненным. Это вызвано тем, что в близпо-

верхностной части земной коры не всегда проявлены вышеперечисленные общекоровые РТ и реологические условия или зачастую листрические разломы развиты в литологически однородных средах, например, во флишевых толщах мобильных систем. Поэтому существующие представления о глубинных условиях их формирования непригодны для объяснения их природы в покровно-надвиговых складчатых орогенах. Вместе с тем, установление генезиса листрических разломов представляет большой интерес, поскольку, как выяснилось, они часто подстилают тектонические покровы или их отдельные пластины. Кроме того, их нередко считают разломами взбросового типа, судя по их крутому залеганию на дневной поверхности, чем отрицается их принадлежность к фронтальным частям шарьяжей.

Между тем, вышеотмеченные механизмы образования листрических дизъюнктивов никак не могут быть универсальными, поскольку в них рассмотрены причины образования только общекоровых разломов. Поэтому они не пригодны для решения вопроса возникновения этих нарушений в самых верхних этажах земной коры, где широко развиты покровные и надвиговые структуры. Здесь, очевидно, действуют другие процессы формирования листрических поверхностей.

Кроме того, разломы листрической морфологии отличаются друг от друга динамическими условиями образования. Листрические сбросы формируются в режиме рифтогенных деструкций и латерального растяжения, поэтому они не являются элементами покровных структур. Такие условия дают возможность свободного перемещения и опускания по изогнутой поверхности сместителя под действием силы тяжести. Этот процесс сопровождается противоположными вращениями крупных блоков земной коры. В листрических взбросо-надвиговых разломах скольжения по поверхности нарушения тектонического покрова (активного аллохтонного блока на экспериментальных моделях) и его латеральное перемещение происходят, в основном, с помощью силы горизонтального сжатия. Это приводит к возникновению покровно-надвиговых структур и антитетическому наклону поверхности движущегося блока структурного комплекса. В этом заключается отличие листрических взбросо-надвигов от листрических сбросов, возможные причины образования которых, как считают некоторые исследователи, установлены достаточно убедительно.

В покровно-складчатых разновозрастных сооружениях этого типа широким развитием пользуются листрические взбросо-надвиговые нарушения, где они обычно ограничивают тектонические покровы или отдельные пластины в зонах развития чешуйчатых структур. Глубины залеганий листрических разломов, возникших в результате тангенциального сжатия, в основном, 5–8 км от дневной поверхности, редко 10–20 км. Протяженность листрических разломов составляет от нескольких до первых десятков километров. Они осложняют структуры складчатых систем, иногда входящих только в одну мезозону, особенно в регионах, имеющих шарьяжное строение. Листрические нарушения известны в разновозрастных складчатых областях, таких как: в каледонидах Аппалачей [Ирдли, 1954; Кинг, 1961], в варисцидах Урала [Камалетдинов, 1974], в альпидах Альп [Белостоцкий, 1978; Руттен, 1972], Динарид [Белостоцкий, 1978], Карпат [Хаин, Ломизе, 1995], Крыма [Казанцев, 1982] и во многих других регионах. Шарьяжные структуры в этих областях возникли как в процессе проявления отдельных фаз складкообразования, так и после завершения формирования складчатости. Складчато-покровные структуры развиты также и в пределах Южного склона Большого Кавказа, как это считают некоторые авторы [Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977]. Однако в пределах Южного

склона Большого Кавказа, где якобы развиты шарьяжи, на составленных авторами статьи многочисленных детальных геолого-структурных поперечных профилях листрические разломы достоверно не установлены. Здесь гораздо чаще развиты только крутые ($80-85^\circ$), наклоненные в основном на север, взбросовые, а редко сбросовые, нарушения. Конечно, можно допустить на глубине выполаживание крутых разломов до горизонтального и образование структур листрической морфологии, подстилающих шарьяжи, но без дополнительных данных это будет только ничем неподтвержденным предположением.

В сильно дислоцированных коллизионных складчатых системах выделяются два основных морфологических типа листрических разломов: 1) типичные листрические нарушения, когда крутая часть разлома значительно меньше пологой; 2) искривленные по разному взбросы, в которых крутой отрезок дизъюнктива равен или больше пологого. Первые, в основном, подстилают тектонические покровы, а вторые ограничивают отдельные чешуйчатые пластины в складчатых зонах.

При рассмотрении листрических разломов в поперечном сечении любой складчатой зоны, где они проходят по подошве надвиговых и покровных пластин, по ним отмечаются многокилометровые смещения масс, по отношению подстилающих их структур. Эти разломы представляют собой типичные, как это заложено в определении термина, листрические нарушения. Они состоят из короткого крутопадающего в верхней части и из длинного (в 1,5-2,5 и более раз) пологозалегающего субгоризонтального отрезков, форма которых похожа на салазки санок. В связи с этим возникают вопросы: как образуются в условиях горизонтального сжатия листрические разломы, каким образом происходят по ним такие большие перемещения и возможны ли вообще латеральные смещения вдоль типичных листрических поверхностей?

Цель работы состояла в установлении возможностей и особенностей движений по типичным листрическим и подобным им изогнутым разломам, изображенным на геолого-структурных разрезах, приведенных в обширной геологической литературе. Авторы хотят обратить внимание на противоречие между крайне сомнительной способностью покровов смещаться по нарушениям листрической морфологии, с одной стороны, и наблюдаемыми в природе реальными смещениями, с другой [Гиоргобиани, Закарая, 2000, 2007], в результате чего дать объяснение этому несоответствию и, тем самым, подойти к решению еще не до конца изученной проблемы формирования листрических разломов.

Проведем анализ кинематики движений типичных листрических и подобных им изогнутых разломов. При этом экспериментально исследуем поведение перемещающегося по листрической поверхности активного блока (покрова), который испытывает боковое горизонтальное давление. Следует выяснить, как поведут себя при сжатии листрические разломы, обычно ограничивающие снизу покровные структуры, при смещении по ним складчатых комплексов, в зависимости от их морфологии. Предположение о движении аллохтонного блока по листрическому разлому в действительности встречает непреодолимые препятствия. В этом можно легко убедиться во время простого физического экспериментального моделирования возможностей и особенностей движений вдоль листрических поверхностей, используя при этом листы картона.

Многочисленные варианты характера смещений, получаемых при простейших моделированиях листрических нарушений различной морфологии, позволят нам

определить, как происходит движение по этим разломам в условиях поперечной плоской деформации. Для этого возьмем структуру типичной листрической формы и сделаем очень простой эксперимент, зная при этом, что такие модели слишком схематично отражают реальные процессы, которые происходят в природе. Однако полученные результаты могут наглядно показать возможную кинематику движений плоскости покровов (блоков) по листрическим разломам с меняющейся геометрией в условиях горизонтального сжатия в поперечном сечении модели.

Если вырезать типичный листрический разлом на картонной бумаге и постараться провести по нему взбросо-надвиговые движения верхней части бумаги (активный блок или аллохтон), перемещение его относительно нижней части (пассивный блок или автохтон) не произойдет (рис. 1а). Скольжение вдоль листрического нарушения может иметь место только в том случае, если субгоризонтальный отрезок листрического разлома перекроет значительную часть подстилающего блока, а крутая половина его не надвинется, а наоборот удалится от него, образуя, таким образом, зияющее пространство (рис. 1б). При этом активный блок, имитирующий тектонический покров, поворачивается по часовой стрелке и испытывает перекокс (вращение) в противоположном перемещающемуся блоку направлению.

Похожий результат получается, если крутая часть листрического разлома наклонена полого и представляет собою, по существу, искривленный надвиг (рис. 2а). Перемещение по нему возможно, если пологозалегающая часть нарушения также перекроет участок автохтонного блока, а в изогнутом отрезке разлома образуется узкая приоткрытая полоса. Только в этом случае произойдет надвигание аллохтонного блока на смежный пассивный блок, вызывающее его антитетический наклон (рис. 2б).

Вообще отмечается такая закономерность: чем круче наклон верхней части листрического разлома и чем резче переход в пологий отрезок, тем меньше возможности перемещения по его поверхности.

Движения, аналогичные предыдущим, могут происходить в сложной складчатой структуре, если она осложнена типичными листрическими разломами (рис. 4а). При перемещении по ним активных блоков (пластин) в структуре также образуются зияющие и перекрытые участки. Кроме того, вследствие кривизны нарушений, происходит поворот каждой пластины и их перекокс (вращение) по направлению движения стрелок часов (рис. 4б). При этом в каждом блоке меняется первичный наклон осевых плоскостей складок. Они становятся круче до вертикального, даже опрокидываются в противоположную сторону, что не отмечается ни в одном из опубликованных геологических разрезов подвижных зон.

Таким образом, при перемещении блоков (покровов) по типичным листрическим нарушениям возникает «проблема пространства», вызванная раскрытием разлома и перекрытием активным блоком пассивного. Для движения вышележающего блока по криволинейной поверхности необходимо, чтобы пологая часть аллохтона «внедрилась» и «погрузилась» в нижележащий автохтон на значительную глубину.

Совершенно очевидно, что такие большие «вмятины» и «проникновения» (перекрытие на рисунках) движущего блока в тело автохтона и образование открытой щели в природных условиях происходить не могут. Следствием этого является блокирование смещения вышележающего блока автохтоном. Поэтому мы можем уверенно предполагать, что по типичным листрическим разломам, наиболее широ-

ко развитым в сложно складчатых регионах и которые ограничивают подошвы покровных структур, перемещение взбросо-надвигового типа, тем более на большие расстояния, невозможно.

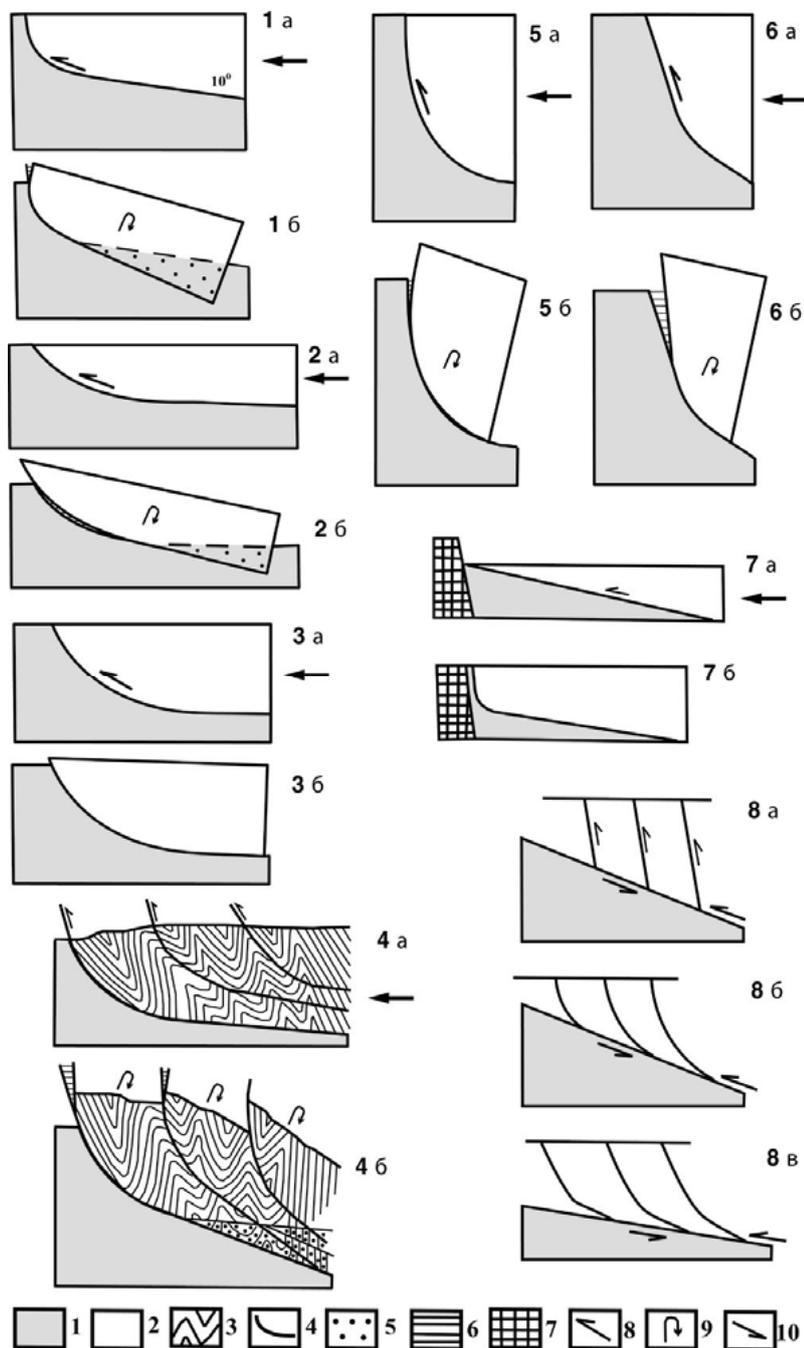


Рис. 1–8. Экспериментальное моделирование перемещений блоков различной формы по листрическим разломам и возможные механизмы их формирования:

1 – пассивный блок (автохтон); 2 – активный блок (аллохтон), имитирующий тектонический покров; 3 – складчатые структуры аллохтонных блоков; 4 – листрические разломы; 5 – участки перекрытия; 6 – участки приоткрывания (зияния); 7 – барьер (упор), блокирующий перемещения аллохтонных блоков (покровных пластин); 8 – направление смещения активных блоков по разломам; 9 – направление вращения блоков; 10 – направление тангенциального сжатия.

Рисунки 1–6 сделаны по фотографиям проведенных опытов

Движение отмечается лишь по коротким листрическим разломам со сравнительно пологими (до $50\text{--}60^\circ$) верхними отрезками, в которых длина крутой и пологой части примерно равна (рис. 3а). Активный блок при сжатии беспрепятственно перемещается только на незначительное расстояние (рис. 3б), затем движение блокируется и прекращается. Амплитуда смещения незначительна и она в $10\text{--}30$ и более раз меньше, чем длина разлома и меняется в зависимости от их конфигурации.

Моделированием установлено, что, если углы падения разлома на поверхности составляют $80\text{--}90^\circ$, перекрытие пассивного блока активным не происходит, и последний наклоняется в противоположном движению направлении. Процесс надвигания наблюдается лишь тогда, когда углы наклона нарушения достигают $40\text{--}60^\circ$ и менее. При этом величины смещений различны в зависимости от угла падения крутой части листрического разлома. Чем положе наклонена крутая часть нарушения, тем больше величины перемещений аллохтонного блока.

Некоторые искривленные подобно листрическим разломы имеют дугообразную форму (рис. 5а). По этим поверхностям происходит свободное смещение активного блока, которое носит надвиго-взбросовый характер. При этом если углы наклона верхних отрезков нарушения составляют $50\text{--}70^\circ$, наблюдается перекрытие активным блоком пассивного. При большем угле ($80\text{--}90^\circ$) падения надвиговое движение не отмечается, а фиксируется образование «зияния» между нижним и верхним блоками и сильный антитетический наклон последнего (рис. 5б). При сбросовой кинематике движения блока также наблюдается свободное его скольжение вдоль дугообразного разлома.

Другие типы листрически изогнутых разломов – искривленные взбросы, – также являются благоприятными для беспрепятственного перемещения по ним аллохтонных блоков (рис. 6а). При этом они также имеют двойную кинематику: на участке пологого залегания отмечается надвиговое перемещение, а на крутом – взбросовое. В процессе движения происходит отрыв активного блока от пассивного и формирование «зияющего» участка, противоположное движению наклона (вращения) аллохтона (рис. 6б).

Лабораторные физические эксперименты, воспроизводящие описанные условия кинематики листрических разломов в среде различных пластичных однородных материалов, хорошо согласуются с результатами, полученными моделированием на жесткой картонной бумаге [Гиоргобиани, Закаря, 2000].

Таким образом, проведенные моделирования показали невозможность разноамплитудных перемещений аллохтонных блоков (покровов) по типичным листрическим нарушениям в силу своей геометрии и ограниченную возможность смещения только по искривленным взбросам и надвигам. Аналогичные результаты получаются и при моделировании поддвиговых движений блоков вдоль поверхности листрических разломов.

Вместе с тем опыты выявили новые, ранее не известные, детали возможного развития процесса продвижения блоков по листрическим нарушениям. В структуре покровно-складчатых систем существуют разломы с морфологией, присущей листрическим нарушениям, но с большими амплитудными перемещениями, по которым смещены шарьяжи, что изображено на геологических разрезах многих регионов. Несмотря на то, что авторы ряда работ [Белостоцкий, 1978; Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг,

1961; Руттен, 1972] не называют эти разломы листрическими, сходство в морфологии очевидно на геологических разрезах, приведенных в этих публикациях.

Некоторые вышеуказанные авторы [Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977] на представленных ими разрезах, допускают возможность больших смещений шарьяжей вдоль поверхностей подстилающих их листрических разломов на десятки километров, и не рассматривая условий и механизмов происхождения листрических нарушений, а и не обосновывая реальность перемещения по ним шарьяжных структур. Результаты проведенного авторами моделирования, установившее блокирование перемещений шарьяжей вдоль листрических нарушений, дают основание поставить под сомнение физическую возможность таких движений. В связи с этим вопрос развития шарьяжных структур в пределах Большого Кавказа требует тщательного пересмотра.

В процессе смещений по листрическим разломам в аллохтонных блоках остаются следы таких движений. Складчатые комплексы, ограниченные листрическими разломами, не имеют антитетические наклоны структур, образующиеся при смещении по поверхности морфологии листрического типа, что хорошо видно на рисунках проведенных опытов (рис. 1). Кроме того, перемещение блоков по субвертикальной части поверхности листрического разлома также не привело бы к значительным перекрытиям смежных структур, как это часто рисуется на опубликованных разрезах. В этом случае движения активных структур были бы направлены только снизу вверх, без надвигания на подстилающие автохтонные блоки и не привели бы к сокращению ширины деформируемой зоны, что заведомо неверно.

Таким образом, при рассмотрении вопроса возможности перемещения активных блоков (покровов) по листрическому разлому возникает несоответствие между предположением и действительностью. Разрешение этого противоречия возможно лишь при предположении, что фиксируемая во многих покровно-складчатых областях листрическая форма разломов вторична, и сформировалась в процессе повторной деформации ранее возникших нарушений. При этом следует допустить, что во время перемещений по ним структурных комплексов они не имели изогнутые конфигурации и образовались из прямолинейных пологих первичных надвиговых разломов (рис. 7а). Последние, представляющие собой молодые сколовые разломы, свободное смещение по которым может достигать значительных размеров, возникли в верхнекоровом слое на орогенном этапе развития регионов в обстановке интенсивного тангенциального сжатия складчатой зоны. Криволинейную морфологию надвиги приобрели позже, после смещения структур вдоль поверхностей, в результате выкручивания их фронтальных частей. Крутые наклоны они приняли после того, как движения по пологим разломам, ограничивающие тектонические покровы, были приостановлены после упора фронтальных участков активных блоков (шарьяжей) к морфологически выраженным поднятиям. При встрече препятствий (тектонические уступы, различные выступы рельефа, рифовые массивы и т.д.), образуется упор перед покровной пластиной (аллохтонным блоком). Образовавшийся барьер мешает его дальнейшему пологому перемещению, которое затем становится невозможным и прекращается. Продолжающееся горизонтальное сжатие активного блока, находящегося в заблокированном состоянии, вынуждает надвиг постепенно выкручиваться до вертикального положения в своей фронтальной части с формированием листрического нарушения (рис. 7б). Углы наклона крутого отрезка разлома, располагавшегося вдоль барьера, не постоянны и уменьшаются с

ослаблением интенсивности горизонтального сжатия покровно-складчатой зоны, а также с увеличением силы трения в подошве скользящего покрова (активного блока). После достижения листрической формы нарушения с субвертикальной частью перемещение по ним (покровообразование) останавливается и заканчивается, в связи с блокированием перемещения масс вдоль искривленной поверхности. Следовательно, листрическая морфология разлома свидетельствует о прекращении формирования шарьяжей и запечатывании подвижности складчатой зоны.

Другой тип листрических разломов, представленных дугообразными формами нарушений или менее искривленными взбросами, образуется в результате деформации первичных крутых взбросов. В структуре покровно-складчатых зон нередко выделяются главные крупные листрические нарушения (детечмент) и причленяющиеся к ним системы более мелких взбросов (рис. 8а). По основному разлому, представляющему ранее прямолинейный сколовый дизъюнктив, в обстановке латерального сжатия происходят надвиговые (или поддвиговые) перемещения. В результате сдвигового движения по зоне базисного разлома крутые взбросы начинают искривляться, приобретая при этом разную конфигурацию: от близкой к дугообразной (рис. 8б) до слабо или частично изогнутой формы, когда во взбросах вылаживаются только их нижние части, а верхние остаются крутыми. Такие деформации способствуют возникновению взброшенных друг на друга крутопадающих блоков (пластин), ограниченных листрическими поверхностями (рис. 8в). Разнообразие морфологии нарушений связано с проявлением силы трения, возникающей при скольжении складчатого комплекса в основании магистрального разлома и с величиной тангенциального давления.

Следовательно, листрические разломы, развитые в сильно дислоцированных структурах, могут возникнуть из разновозрастных нарушений: в одном случае из новообразованных пологих разломов скалывания, а в другом – из уже существующих крутых взбросов.

В заключение отметим, что вышеописанные условия и механизмы формирования листрических разломов в приповерхностной зоне складчатых систем, очевидно, не исчерпывают все варианты их образований. Вероятно, возможно возникновение подобных дизъюнктивов и другими альтернативными путями, с образованием других генетических типов листрических нарушений. В свете вышеизложенного возникают сомнения в правильности отнесения к листрическим все крутопадающие вблизи поверхности разломы, как их изображают на геологических разрезах некоторых регионов. Отсутствие на них характерных признаков для движений листрических разломов, противоречит таким предположениям.

Приведенный выше материал дает основание не соглашаться с представлениями о возможности большеамплитудных перемещений отдельных, иногда довольно маломощных пластин и узких чешуй по листрически изогнутым поверхностям разломов, без допущения вторичного происхождения последних. Все это необходимо учитывать при установлении механизма возникновения и условий формирования, сложных покровно-чешуйчатых структур складчатых систем в целом, или их отдельных тектонических зон. Однако можно констатировать, что при любом их генезисе они образуются в единой геодинамической обстановке – в условиях интенсивного бокового горизонтального сжатия, вызывающего хрупкие разломные деформации и покровообразование в раннее возникших структурах коллизионных складчатых орогенов.

Литература

1. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. – М.: Недра, 1978. – С. 237.
2. Гамкредидзе П.Д., Гамкредидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. – Тб.: Мецниереба, 1977. – С. 80.
3. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. К вопросу о происхождении листрических разломов // Матер. Науч. сессии посвящ. 110-летию акад. А.И.Джанелидзе. – Тбилиси. – 2000. – С. 215–226.
4. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О механизмах образования листрических разломов // Фундаментальные проблемы геотектоники. Матер. XI тектон. совещ. Т. 1. – М.: ГЕОС., 2007. – С. 178–181.
5. Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. – М.: Мир, 1971. – С. 160-161.
6. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. – М.: Иностран. литерат., 1954. – С. 99–152.
7. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. – М.: Наука, 1982. – С. 112.
8. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. – М.: Наука, 1974. – С. 229.
9. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. – М.: Иностран. литерат. 1961. – С. 81–133.
10. Муравски Г.Н. Толковый словарь немецких геологических терминов. – М.: Мир, 1980. – С. 176-177.
11. Паталаха Е.И. К проблеме листрических разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1986. – №11. – С. 113–120.
12. Паталаха Е.И., Хрычев Б.А. Листрические разломы в складчатых областях // Геотектоника. – 1988. – №4. – С. 8–19.
13. Паталаха Е.И., Марков М.С., Гарагаш И.А., Федоровский В.М., Артюшкевич П.А. Природа и эволюция листрических разломов // Геотектоника. – 1990. – №4. – С. 24–37.
14. Рутген М.Г. Геология Западной Европы. – М.: Мир, 1972. – С. 163–312.
15. Структурная геология и тектоника плит // Под ред. К. Сейферта. Т. 2. – М.: Мир, 1991. – С. 10–18.
16. Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю. О возможном механизме формирования Припятского палеорифта (в свете тектонофизической интерпретации условий образования глубинных листрических разломов) // Геотектоника. – 1989. – №6. – С. 72–80.
17. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – С. 355-356.

CONDITIONS AND POSSIBLE MECHANISMS OF FORMING OF LISTRIC FAULTS AND THRUST-FOLD OROGENS

© 2018 T.V. Giorgobiani^{1,2}, Sc. Candidate (Geol.-Min.),
D.P. Zakaraia³, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

¹Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, 0179, Tbilisi, Chavchavadze Ave., 1;

²Al. Djanelidze Geological Institute, Georgia, 1086, Tbilisi, A. Politkovskaia Str., 31, e-mail: ciala_gugava@mail.ru

³LTD «Caucasian Mining Group», Georgia, 0174, Tbilisi, M. Alexidze Str., 1/9, e-mail: d_zakara@yahoo.com

In the article is discussed the insufficiently studied problem of an origin of the listric faults widely spread in nappe-thrust folded areas. It is shown, that represented in geological cross-sections of these regions displacement of different separate nappes and tectonic sheets with different amplitudes along of typical listric faults are practically impossible because of occurrence of «space problems». It's defined, that the difficulty is caused by formation of zones of opening or overlapping during the movement of blocks along curved surfaces of listric faults in the conditions of horizontal compression. It is assumed, that the listric form of faults is secondary and it was formed by the deformation of existed faults of various morphology. Presented kinematic features of their occurrence showing, that they are formed by two essentially different mechanisms: As a result of twisting of parts of thrusts or owing to a curvature and a flattening of lower parts of reverse faults. On this basis two genetic types of listric faults are distinguished; originating from different age disturbances of newly developed flat chopping offs and early formed abrupt faults. Experiments with the purpose of modeling of listric faults, which have confirmed the authors views on genesis of these structures are described. The conclusion is made, that listric faults within the limits of thrust-fold orogens are developed due to both mechanisms.

Keywords: Listric fault, Modeling, Kinematics, Block, Nappe, Overthrust, Mechanism, Thrust, Reverse fault.

References

1. Belostockij I.I. Stroenie i formirovanie tektonicheskikh pokrovov. [Structure and formation of thrust nappe]. M.: Nedra, 1978. Pp. 237. (in Russian)
2. Gamkrelidze P.D., Gamkrelidze I.P. Tektonicheskie pokrovy Juzhnogo sklona Bol'shogo Kavkaza. [Thrust nappes of the Southern slope of the Great Caucasus].– Tb. Mecniereba, 1977. Pp. 80. (in Russian)
3. Giorgobiani T.V., Zakaraja D.P. K voprosu o prishozhdenii listricheskikh razlomov [On the issue of the listric faults occurrence]. Mater. Nauch. sessii posvjashh. 110-letiju akad. A.I.Dzhanelidze. Tbilisi. 2000. Pp. 215–226. (in Russian)
4. Giorgobiani T.V., Zakaraja D.P. O mehanizmah obrazovanija listricheskikh razlomov [About the mechanisms of listric faults formation]. Fundamental'nye problemy geotektoniki. Mater. XL tekton. soveshh. Vol. 1. M. GEOS., 2007. Pp. 178–181. (in Russian)
5. Dennis Dzh. Mezhdunarodnyj slovar' anglijskikh tektonicheskikh terminov. [International Dictionary of English Tectonic Terms]. M. Mir, 1971. Pp. 160-161. (in Russian)
6. Irdli A. Strukturnaja geologija Severnoj Ameriki. [Structural Geology of North America]. M.: Inostr. literat, 1954. Pp. 99–152. (in Russian)
7. Kazancev Ju.V. Tektonika Kryma. [Tectonics of the Crimea]. M. Nauka, 1982. Pp. 112. (in Russian)
8. Kamaletdinov M.A. Pokrovnye struktury Urala. [Cover structures of the Urals]. M. Nauka, 1974. Pp. 229. (in Russian)
9. King F. Geologicheskoe razvitie Severnoj Ameriki. [Geological development of North America]. M. Inostr. literat. 1961. Pp. 81–133. (in Russian)
10. Muravski G.N. Tolkovyj slovar' nemeckikh geologicheskikh terminov. [Explanatory dictionary of German geological terms]. M. Mir, 1980. Pp. 176-177. (in Russian)

11. Patalaha E.I. K probleme listricheskikh razlomov [To the problem of listric faults]. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.* 1986. No.11. Pp. 113–120. (in Russian)
12. Patalaha E.I., Hrychev B.A. Listricheskie razlomy v skladchatykh oblastjakh [Listric faults in folded areas]. *Geotektonika.* 1988. No.4. Pp. 8–19. (in Russian)
13. Patalaha E.I., Markov M.S., Garagash I.A., Fedorovskij V.M., Artjushkevich P.A. Priroda i jevoljucija listricheskikh razlomov [The nature and evolution of listric faults]. *Geotektonika.* 1990. No.4. Pp. 24–37. (in Russian)
14. Rutten M.G. *Geologija Zapadnoj Evropy.* [Geology of Western Europe]. M. Mir, 1972. Pp. 163–312. (in Russian)
15. *Strukturnaja geologija i tektonika plit* [Structural geology and plate tectonics]. Pod red. K. Sejferta. Vol. 2. M. Mir, 1991. Pp. 10–18. (in Russian)
16. Shishkin E.I., Shishkina T.Ju. O vozmozhnom mehanizme formirovanija Pripjatskogo paleorifta (v svete tektonofizicheskoj interpretacii uslovij obrazovanija glubinyh listricheskikh razlomov) [On the possible mechanism of formation of the Pripyat paleorift (in the light of the tectonophysical interpretation of the conditions for the formation of deep listric faults)]. *Geotektonika.* 1989. No.6. Pp. 72–80. (in Russian)
17. Hain V.E., Lomize M.G. *Geotektonika s osnovami geodinamiki.* [Geotectonics with the basics of geodynamics]. M. Izd-vo MGU, 1995. Pp. 355-356. (in Russian)

УДК 551.3

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16552

MAPPING OF SOIL LIQUEFACTION POTENTIAL SUSCEPTIBILITY FOR URBAN AREAS

© 2018 G.P. Ganapathy¹, Dr., Prof.,
V.B. Zaalishvili², Dr., Prof.,
D.A. Mel'kov², Cand. S., B.V. Dzeranov², Cand. S.,
S.S. Chandrasekaran³, Dr., Prof.

¹Centre for Disaster Mitigation and Management, Vellore Institute of Technology (VIT), Vellore, 632014, India, e-mail: seismogans@yahoo.com;

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

³School Civil Engineering, Vellore Institute of Technology (VIT), Vellore, 632014, India, e-mail: chandrasekaran.ss@vit.ac.in,

Urban areas lying in the alluvial soil generally pose to threat of liquefaction even for moderate magnitude earthquakes. Liquefaction is the measure of vulnerability of saturated sediment to compact during earthquake shaking and thus generate pore water pressures sufficient to cause possible ground instability or failure. The buildings which are constructed over the liquefiable soil are more vulnerable during seismic shaking for a potential earthquake. The Chennai city of India is one of the most densely populated cities in the world, which consist of densely constructed high rise buildings in many parts. The city is under moderate seismic zone as classified by Bureau of Indian Standard where one can expected maximum magnitude of 6.9. The major part of the city covered by the Recent Alluvial soil with shallow water table, which is more vulnerable during earthquake shaking and quiet enough to trigger liquefaction. In this regard a study carried out to understand the liquefaction susceptibility of soil in the city using geotechnical parameters. Also the study reveals spatially 60% of the area is prone to liquefaction. Vladikavkaz city of Russia is also one of the most densely populated in the North Caucasus. Despite on the absence of historical data on liquefaction on this territory, there are soil conditions in new regions with a possible liquefaction behavior during strong earthquakes. Especially taking into account of Vladikavkaz seismic fault potential of $M_{max}=7,1$. In cooperation with Indian colleagues liquefaction susceptibility assessment method was adopted and applied for Vladikavkaz city. Seismic refraction survey is wide used in Russia rather than SPT and calculations were made on the basis size of shear velocity V_s . As a result 20% of the territory of Vladikavkaz city is liquefiable. The present study can be an eye opening for urban planners and decision makers and emergency responders for future developmental planning activity within the city.

Keywords: Liquefaction, Urban Areas, Chennai, Vladikavkaz, Susceptibility.

1.0 Introduction

The study of liquefaction of soil will be an important input to assess the seismic hazards in built-up areas. Liquefaction is one the most important seismic hazards which plays a major role in urban disasters. Since most of urban areas nowadays goes with construction of tall buildings due to space constrain. Soil liquefaction has been a major cause of damage to soil structures, lifeline facilities and building foundations in past earthquakes and clearly poses a significant threat to the integrity of structures and facilities during future earthquake (ISSMGE 1999). Buildings in zones of liquefaction are particularly vulnerable to differential ground movements, results from the heterogeneity of stratigraphy and soil properties (Bird et al., 2005).

Globally many researches carried out studies on liquefaction assessment based on different methods [Youd and Hoose, 1977; Youd and Perkins, 1978; Iwasaki, 1982; Youd and Perkins, 1987; Obermeier, 1989; Power et al., 1992; Wakamastu, 1992; Susumu Yasuda, 2000; Bird and Bommer, 2004; Wakamatsu et al., 2006; El May et al., 2009; Holzer, 2008; Vipin and Sitharam 2009; Ganapathy and Rajawat, 2012]. The Chennai city, the capital of Tamil Nadu State in India is one of the highly densely populated city in the world which consist of 90 percent built up areas. Many of the buildings in Chennai are multistory, such the case safety of this city is extremely important for safeguarding human lives and property.

Vladikavkaz city, the capital of the North Ossetia-Alania Republic of Russian Federation, is also one of the most densely populated in the North Caucasus. Almost all the territory includes dense living and industrial building stock. Despite on the absence of historical data on liquefaction on this territory, there are soil conditions in new regions with a possible liquefaction behavior during strong earthquakes [Zaalishvili et al., 2016]. Especially taking into account of Vladikavkaz seismic fault potential of $M_{max}=7,1$ [Zaalishvili, Rogozhin, 2011].

The shallow geological subsurface provides a physical environment that provides people with the natural resources to extract (minerals, groundwater and ground source heat for example) and with which to deposit wastes. It also provides a medium to support the construction of engineered structures and the installation of below ground utilities and underground developments. Very few researchers carried out liquefaction studies for the Chennai city. Anbazhagan and Premalatha [2004] carried out liquefaction study using factor of safety based on SPT data of 15 locations. Ganapathy and Rajawat [2012] assessed the liquefaction potential of Chennai based on integrating the lithologic and geomorphologic characteristics. They have classified the city in to three zones viz, liquefaction likely, liquefaction possible, and liquefaction not likely. However the there is no detailed study on liquefaction susceptibility work done so far for the city. The present study aims to produce liquefaction susceptibility map in the built up areas of Chennai city, India.

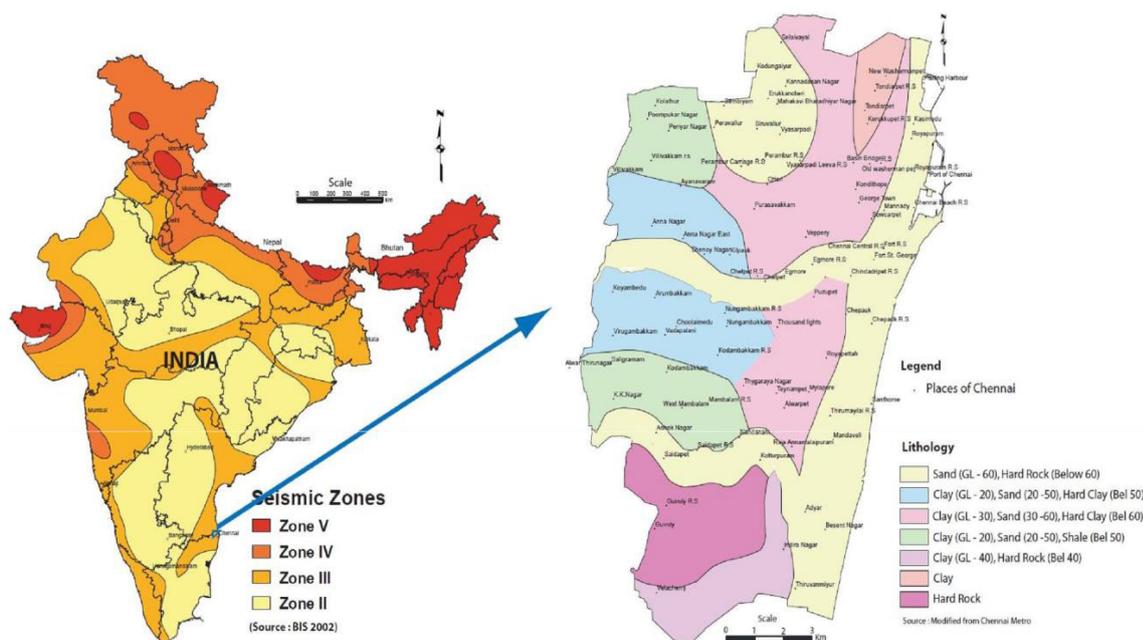


Fig. 1. Location map of the Study area over a) Seismic Hazard and b) Lithological distribution Map

2.0 Study Area and its Baseline Information

2.1 Lithology

The Archaean crystalline rocks, Gondwana & Tertiary sediments and Recent alluvium are the three group of geological formations are found in Chennai. [CGWB Report, 1993]. The subsurface lithology of Chennai broadly grouped in to seven unit's viz. Hard rock, clay formation, clay over hard rock, clay – sand – shale formations, clayey sand – sand – hard rock, clay-sand-hard rock, and sand over hard rock. The south western part of the city is covered by hard rock of Charnockites. The outcrops exposed over few meters in St. Thomas mount area near Guindy as residual hills (Figure 1).

2.2 Depth to water table and water level fluctuation

Liquefaction has been most abundant in areas where ground water lies within 10 m of the ground surface; few instances of liquefaction have occurred in areas with ground water deeper than 20 m. The depth to ground water level in the city varies from 2 to 8 m in the city. The long-term water level fluctuation for the period from 1998 to 2007 indicates rise in water level in the area at the rate of 0,003 00,93 m/year. The fall in water level ranges between 0,037 and 0,798 m/year (CGWB, 2008).

For Vladikavkaz city the ground water level is about 80–100 m, while there some watered sites caused by clay permeability barriers. This is due to the fact that the territory of the city is represented by terraces of the river Terek, formed by powerful pebbles (up to 500 m), mostly with a sandy aggregate, which is transmitting water well.

2.3 Geomorphology

Chennai district forms part of coastal plains and major part of the having flat topography with very gentle slope towards east. The land elevation varies from 10 m above MSL in the west to sea level in the east. Fluvial, marine and erosional landforms are noticed in the district. Marine transgression and regressions and neo-tectonic activity during the recent past have influenced the morphology and resulted in various present landforms [GSI, 2005 and CGWB, 2008].

Almost the entire territory Vladikavkaz city is also formed flat topography with very gentle slope towards west (old part of the city, Butyrina street, etc.), with the exception of one site in the southern part of the city with an inclination angle of more than 15 degrees, extending along the river Terek. [Zaalishvili et al., 2011].

2.4 Seismic hazard assessment

The earthquake magnitude is an important parameter to trigger the liquefaction. The Chennai city has been classified under Zone III (moderate seismic hazard – Magnitude 6,9) as per seismic hazard map of India published by Bureau of Indian Standard (BIS, 2001). Further the city broadly classified into three zones, as high, moderate and low in terms of seismic hazard in an event of future earthquakes. The part of Chennai falls in seismically moderate to high hazard prone areas [Ganapathy, 2011, Ganapathy and Rajarathnam, 2009]. The expected maximum Magnitude 6,9 is quite good enough to liquefy the soils of Chennai.

Vladikavkaz seismic fault, directly located in the southern part of the city is characterized by the high seismic potential of $M_{max}=7,1$ [Zaalishvili, Rogozhin, 2011].

3.0 Methodology

The zoning of soil liquefaction potential can be done in various methods like i) based on pre existing data from available published resources, ii) estimation of liquefaction susceptibility based on existing data viz., Geological & geomorphological criteria and Liquefaction Severity Index (LSI), in-situ liquefaction susceptibility based on Standard Penetration Test and Cone Penetration Test [ISSMGE, 1999 and Bhandari, 2002]. In the present study a simple approach used to calculate the factor of safety in term of liquefaction susceptibility by using geotechnical details from the Standard Penetration Test (SPT) boreholes. The methodology used for the present study is given in Figure 2.

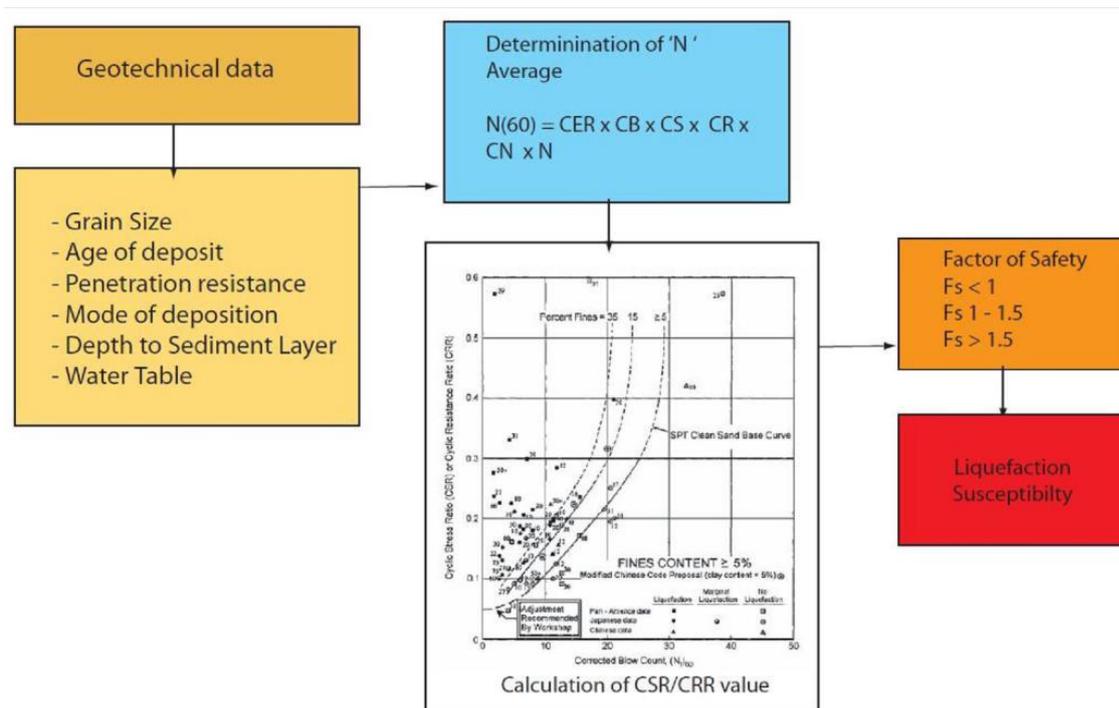


Fig. 2. Methodology used to produce liquefaction Susceptibility Map

4.0 Estimation of Liquefaction Susceptibility

To attain the liquefaction susceptibility map of Chennai geotechnical data were collected from different authenticated source and used for the present study. Totally 45 boreholes collected and the parameters viz, grain size, effective stress, water table, soil layers, depth were studies and the SPT ‘N’ value.

Various corrections were made to synthesize the SPT data (using eq.1) and the N average for 4 m depth is calculated. (N) 60 is the N value corrected for the field procedures to an average energy ratio of 60 per cent.

$$(N) 60 = CER *CB *CS *CR *CN *N \tag{eq. 1}$$

Where CER is Energy ratio correction, CB Borehole diameter correction, CS Sampling method correction, CR Rod length correction, N Measured SPT ‘N’ Value blows / 30 cm, CN overburden stress correction factor. (N)60 value was used to find CRR from energy ratio curve.

Then the average (N)₆₀ values are obtained for each borehole. The average N value for 4m depth were plotted in GIS platform and given in Figure 3. CRR values are taken from the standard graph as per the values of (N)₆₀.

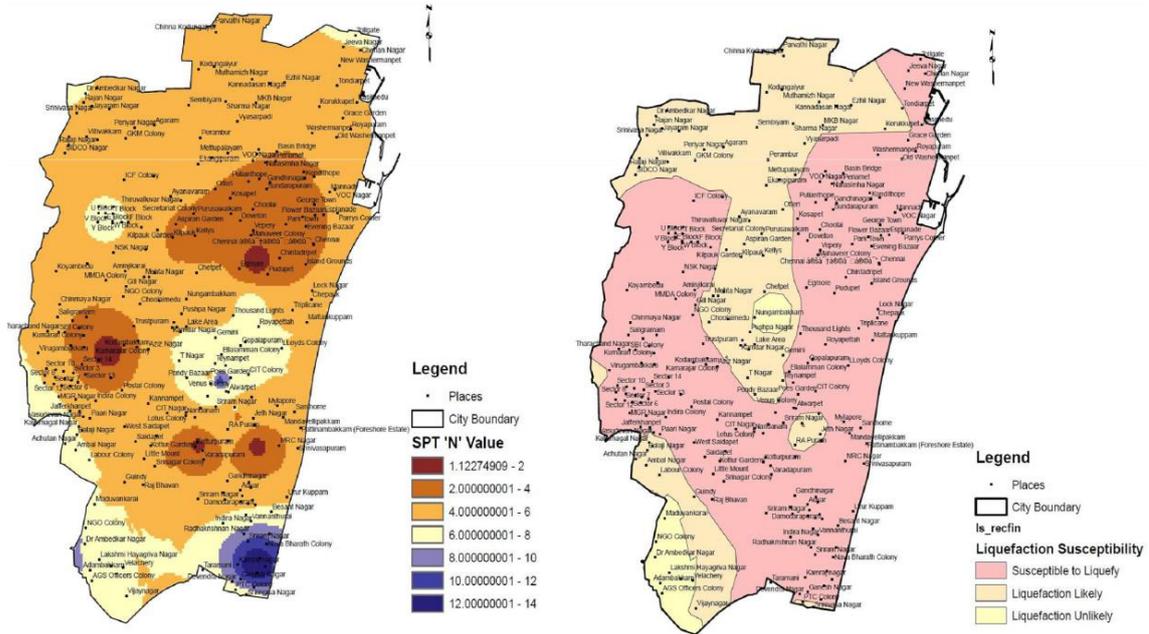


Fig. 3. Spatial Distribution of SPT 'N' Value. Fig. 4. Liquefaction Susceptibility map of Chennai City

Standard Penetration Test (SPT) is not commonly used in Russia. For Vladikavkaz city factor of safety was calculated on the basis of shear wave velocity V_s . The use of V_s as a field index of liquefaction resistance is justified because both V_s and CRR are similarly influenced by void ratio, effective confining stresses, stress history and geologic age [Youd, Idriss, I. M., 1997]. One of the most advantages is that V_s measurements are possible in soils that are difficult to penetrate with CPT and SPT, or to extract undisturbed samples, such as gravelly soils.

CRR ratio were calculated by Andrus and Stokoe approach:

$$CRR = 0.03(V_{SI} / 100)^2 + 0.9 / (V_{Slc} - V_{SI}) - 0.9 / V_{Slc}, \tag{eq. 2}$$

Where V_{SI} is normalized V_S by Robertson et al. (1992):

$$V_{SI} = V_S (P_a / \sigma'_{vo})^{0.25}$$

V_{Slc} – critical value of V_{Sl} , which separates contractive and dilative behavior of granular soils at large strains.

For magnitude 7,5 earthquakes Andrus and Stokoe determined the following best-fit values for V_{Slc} :

V_{Slc} = 220 m/s for sands and gravels with fines contents less than 5%,

V_{Slc} = 210 m/s for sands and gravels with fines contents of about 20%,

V_{Slc} = 200 m/s for sands and gravels with fines contents greater than 35%.

The uniform cyclic shear stress amplitude for level (or gently sloping) sites can also be estimated from a The simplified procedure [Seed and Idriss, 1971] used from eq 2.

$$CSR = 0,65 (a_{MAX} / g) (\sigma_{VO} / \sigma_{VO}^{\prime}) r_d \tag{eq. 3}$$

where a_{max} – peak ground horizontal acceleration at the surface generated by earthquake.

$\sigma_{VO}, \sigma_{VO}^{\prime}$ – total and effective vertical stresses

r_d = stress reduction coefficient, which is a function of depth and rigidity of soil column

$$= 1,0 - 0,00765z, \quad \text{for } z \leq 9,15\text{m}$$

$$= 1,174 - 0,0267z \quad \text{for } 9,15 \text{ m} < z \leq 23\text{m}$$

z = depth below ground surface in meters

For Chennai $a_{max} = 0,37g$ value was used. For Vladikavkaz $a_{max} = 0,4g$, which is corresponds to intensity of 9 in MSK 64 scale [Zaalishvili et al., 2018].

The Factor of safety is calculated using CSR, CRR and MSF values. The factor of safety values ranging from 0,1 to 2,5 for the study area. The Factor of safety classified in to three categories viz., 0 to <1, 1 to 1,5, and > 1,5 based on the Susceptibility to liquefaction of the Soil. The values 0 to <1 means the soils are highly susceptible to liquefy, 1 to 1,5 means liquefaction may be likelihood chances and > 1,5 will be no chance of liquefaction of soil for the magnitude 6,9 for 4 m depth. The factor of safety values are used in Spatial analyst tool to prepare the Liquefaction susceptibility map for Chennai city and presented in Figure 4.

Example of factor of safety calculation for one of the sites in Vladikavkaz city is presented in figure 5 and result liquefaction susceptibility map of Vladikavkaz City in figure 6. As a result 20% of the territory of Vladikavkaz city is liquefiable.

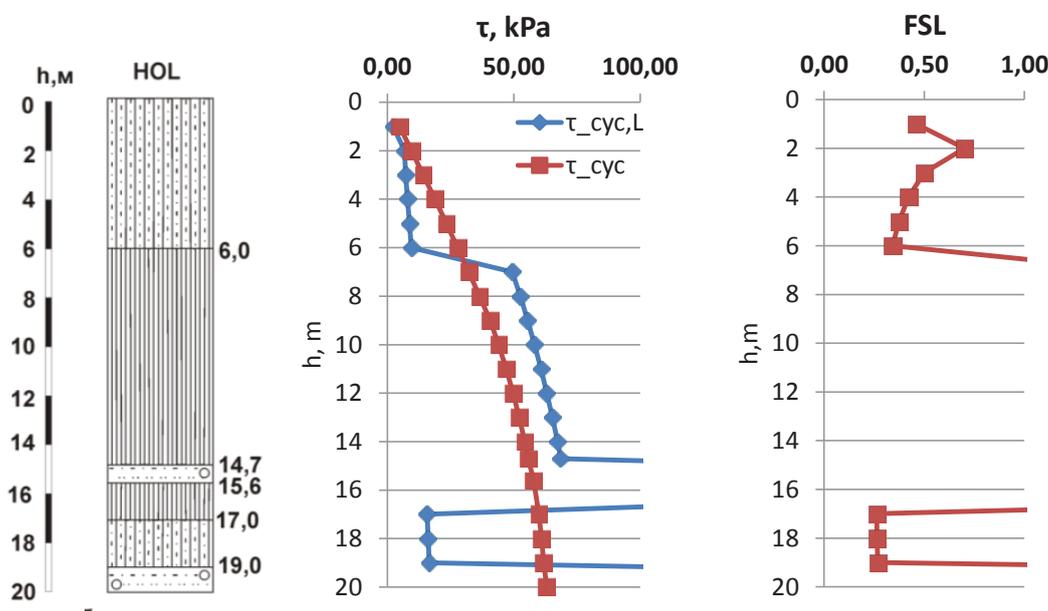


Fig. 5 Example of the factor of safety calculation for HOL seismic station soil conditions, Vladikavkaz city

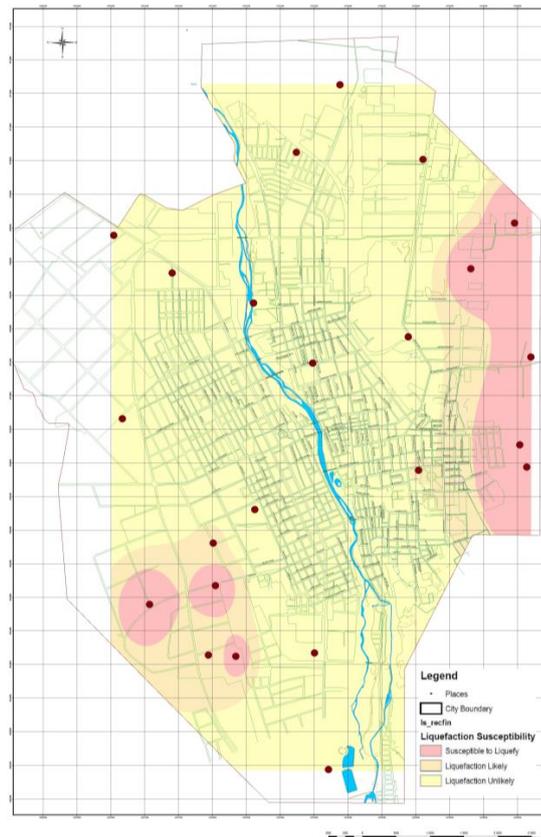


Fig. 6. Liquefaction Susceptibility map of Vladikavkaz City

5.0 Conclusions

Based on the analysis the areas are divided into three zones of Liquefaction susceptibility viz., Susceptible to liquefy, Liquefaction Likely and Liquefaction unlikely (Totally 45 SPT boreholes were selected to understand the subsurface soil characteristics of the Chennai city). The present study is based on a hypothetical earthquake magnitude of 6.9 (for moderate seismic Zone) and the scenario of liquefaction will be different for the different magnitude earthquakes. Also the present study is purely based on available data collected from different sources and it is only spatially covered the area, however the liquefaction Susceptible map will change if more number of data used with minor geological information's. The present study can be used as first hand information for planning new settlements, lifeline structure for future development within the city. Also its need the tall buildings within the Liquefaction Susceptible areas should have detailed site specific study for safety of the buildings.

References

1. Anbazhagan P, Premalatha K (2004) Microzonation of liquefaction factor of safety of Chennai city. Journal of Indian Geotechnical Congress: pp. 227–230.
2. Bhandari R.K, Rajarathnam S, Janardhanan G, Ganapathy, G.P (2003) Seismic Microzonation, Monograph published by Centre for Disaster Mitigation and Management, Anna University, Chennai, 142 p.
3. Bird, J.F., Bommer, J.J. (2004) Earthquake losses due to ground failure. Eng. Geol 75, 2nd Edition: pp. 147–179.

4. Bird J.F., Crowley H., Rui Pinho, Julian J. Bommer (2005), Assessment of building response to liquefaction induced differential ground deformation, Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake engineering, Vol. 38. No.4, December 2005, pp. 215–226.
5. BIS: 1893 (2001) Criteria for earthquake resistant design of structures. Bureau of Indian Standards, New Delhi.
6. CGWB Report (1993) Groundwater resources and development prospects in Madras district. Tamil Nadu, Central Ground Water Board, Southern Region, Hyderabad
7. CGWB (2008) District groundwater brochure Chennai district Tamil Nadu, Technical report Series Central Ground Water Board South Eastern Coastal Region, Chennai, November 2008, pp. 19.
8. Craig V. Nelson (2002) Liquefaction: A guide to land use planning, Geological Hazards Ordinance – Chapter 19.75, Appendix B, 6, 2002.
9. Ganapathy G.P. (2011), First level seismic microzonation map of Chennai city – a GIS approach, International Journal – Natural Hazards and Earth System Sciences, No. 11, pp. 549–559.
10. Ganapathy G.P. and Rajawat A.S (2012), Evaluation of Liquefaction Potential Hazard of Chennai City, India, Using Geological and Geomorphological Characteristics, International Journal – Springer – Natural Hazards, Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards ISSN: 1573-0840, DOI 10.1007/s11069-012-0331-1, Vol.64, pp. 1717–1729.
11. Ganapathy G.P and Rajarathnam S (2009), Site Response Study for Urban Areas of Chennai City, India – A Geotechnical Approach, IS Tokyo 2009, Performance-Based Design in Earthquake Geotechnical Engineering – Case History to Practice – Kokusho, Tsukamoto & Yoshimine (eds) © 2009 Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-55614-9, pp. 365–371.
12. GSI (2005) District resource map of Chennai, published by Geological Survey of India (GSI), Hyderabad.
13. ISSMGE (1999), manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards (Revised Version), Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering, TC4, ISSMGE, ISBN 4 88644-809-7, Published by The Japanese Geotechnical Society, Tokyo, Japan, pp. 210.
14. Iwasaki, T., (1982) Microzonation for soil liquefaction potential using simplified methods, in: Proceedings of the 3rd International Conference on Microzonation, Seattle, 3: pp. 1310–1330.
15. Obermeier, S.F. (1989) The New Madrid earthquakes: An engineering-geologic interpretation of relict liquefaction features, U.S. Geological Survey Professional Paper 1336-B: 114 p.
16. Power, M.S., J.W. Wesling, R.C. Perman, R.R. Youngs, and L.A. DiSilvestro, (1992) Evaluation of liquefaction potential in San Jose, California, Report to U.S. Geological Survey, Award No. 14-08-0001-G1359, by Geomatrix Consultants, San Francisco, California.
17. Seed, H.B., and Idriss, I.M. (1971). “Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential.” J. Geotech. Engrg. Div., ASCE, 97(9), pp. 1249–1273
18. Susumu Yasuda (2000) Collection of surface data for the prediction of liquefaction potential (Partially quoted from the papers by Ishihara and Yasuda (1991) and TC4 (1999)).

19. Wakamatsu, K (1992) Evaluation of liquefaction susceptibility based on detailed geomorphological classification, in: Proceedings: Technical papers of annual meeting architectural institute of Japan, B: pp. 1443-1444
20. Youd T.L. and Perkins D.M (1987) Mapping of Liquefaction Severity Index, J.GED, ASCE, Vol. 113 : 11: pp. 1374-1392.
21. Youd, T.L. and Hoose, S.N. (1977) Liquefaction susceptibility and geologic setting, in: Proc. 6th World Conf. on Earthquake Engineering, New Delhi, 6: pp. 37-42
22. Youd, T. L. and Perkins, D. M (1978) Mapping liquefaction-induced ground failure potential, J. Geotech. Eng. Div., ASCE, 104: pp. 433-446.
23. Youd, T.L., and Idriss, I.M., eds. (1997). Proc., NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, Nat. Ctr. for Earthquake Engrg. Res., State Univ. of New York at Buffalo. Technical Report NCEER-97-0022.
24. Zaalishvili V.B., Rogozhin E.A. (2011) Assessment of Seismic Hazard of Territory on Basis of Modern Methods of Detailed Zoning and Seismic Microzonation. The Open Construction and Building Technology Journal. Vol. 5. 11 p.
25. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Burdzieva O.G., Dzeranov B.V., Gabeeva I.L., A.S., Dzeranov B.V., Shepelev V.D., Gabaraev A.F. (2012) Seismic microzonation of Vladikavkaz city: historical review and modern techniques. Proceedings of 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, 10 p.
26. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Kanukov A.S., Dzeranov B.V., Shepelev V.D. (2016) Application of microseismic and calculational techniques in engineering-geological zonation. International Journal of GEOMATE. 2016. Vol. 10. No 1, pp. 1670-1674.
27. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Burdzieva O.G. (2018) Complex probabilistic seismic hazard assessment: North Ossetia-Alania case study. 16th European Conference on Earthquake Engineering conference proceedings. 11 p.

КАРТИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛА ВОЗМОЖНОГО РАЗЖИЖЕНИЯ ГРУНТОВ ДЛЯ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

© 2018 Г.П. Ганапати¹, д.г.н., проф., В.Б. Заалишвили², д.ф.-м.н., проф.,
Д.А. Мельков², к.т.н., Б.В. Дзеранов², к.г.-м.н., С.С.
Чандрашекаран³, д.г.н., проф.

¹ Центр по смягчению и управлению стихийными бедствиями, Технологический институт Веллора, Индия, 632014, Веллори, e-mail: seismogans@yahoo.com;

² Геофизический 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;

³ Школа гражданского строительства, Технологический институт Веллора, Индия, 632014, Веллори, e-mail: chandrasekaran.ss@vit.ac.in

Урбанизированные территории, сложенные аллювиальными грунтами, характеризуются уязвимостью к их разжижению даже при землетрясениях средней величины. Разжижение является мерой

склонности водонасыщенных отложений к уплотнению во время землетрясения и, таким образом, создает давление поровой воды, достаточное для возможной нестабильности грунта или его разрушения. Здания, построенные на подобных разжижаемых грунтах, весьма уязвимы при колебаниях, обусловленных землетрясением. Город Ченнаи в Индии является одним из самых густонаселенных городов в мире. Застройка, на его большей части, состоит из тесно расположенных высотных зданий. Город находится в пределах умеренной сейсмической зоны и по классификации Бюро Индийского стандарта здесь можно ожидать максимальную величину землетрясения с магнитудой 6,9. Большая часть города, покрытая молодыми аллювиальными грунтами с неглубоким уровнем грунтовых вод, весьма уязвима при землетрясении, никак не выделяется по внешним признакам. В связи с этим для оценки подверженности грунтов разжижению, в городе проведены исследования на основе изучения геотехнических параметров. Результаты исследования показывают, что более 60% территории городской площади Ченнаи подвержено разжижению. Город Владикавказ в России – один из наиболее плотно населенных городов на Северном Кавказе. Несмотря на отсутствие исторических данных по разжижению грунтов на этой территории, относительно недавно урбанизированной (по крайней мере, в 1810 г.), здесь присутствуют грунты с возможным проявлением явления разжижения при сильных землетрясениях. При этом необходимо учитывать, что непосредственно в южной части города расположен Владикавказский разлом с ожидаемым сейсмическим потенциалом $M_{\max}=7,1$. В сотрудничестве с индийскими коллегами метод оценки подверженности грунтов разжижению был адаптирован и применен для территории г. Владикавказа. В то же время в отличие от метода пене-трации (SPT), при исследованиях грунтов Владикавказа использовался более традиционный для России подход, и расчеты были сделаны на основе учета величины скоростей поперечных волн в грунтах. В результате расчетов было установлено, что почти 20% территории города Владикавказа сложено грунтами, подверженных разжижению.

Настоящее исследование может заставить градостроительные службы и лиц, принимающих решения, а также аварийно-спасательные службы в их будущей деятельности по планированию развития городских территорий уделять большее внимание подверженности грунтов разжижению.

Ключевые слова: разжижение, урбанизированные территории, Ченнаи, Владикавказ, подверженность.

УДК 550.34

DOI 10.23671/VNC.2018.3.16554

GIS APPROACH GEOSPATIAL APPLICATION FOR SEISMIC MICROZONATION STUDY

© 2018 G.P. Ganapathy¹, Dr., Prof.,
V.B. Zaalishvili², Dr., Prof., D.A. Mel'kov², Cand. S.,
V.B. Svalova³, Cand. S., A.V. Nikolaev³, Dr., Prof.

¹Centre for Disaster Mitigation and Management, Vellore Institute of Technology (VIT),
Vellore, 632014, India, e-mail: seismogans@yahoo.com;

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

³Sergeev Institute of Environmental Geoscience of the RAS, Russia, 101000, Moscow,
Ulansky pereulok, 13, building, 2, e-mail: inter@geoenv.ru

In the paper GIS approach for seismic microzonation map compilation is presented. Approaches of Indian and Russian seismic microzonation practice are considered and compiled in express GIS technique. A first level seismic microzonation map of Chennai city has been produced with a GIS platform using the themes, viz, Peak Ground Acceleration (PGA), Shear wave velocity at 3 m, Geology, Ground water fluctuation and bed rock depth. The peak ground acceleration for these seismic sources were estimated based on the attenuation relationship and the maximum PGA for Chennai is 0.176 g and for Vladikavkaz 0.2 g (for 5% exceedance probability). The seismic microzonation analysis involved grid datasets (the discrete datasets from different themes were converted to grids) to compute the final seismic hazard grid through integration and weightage analysis of the source themes. The Chennai city has been classified into three broad zones, viz, High, Moderate and Low Seismic Hazard. Vladikavkaz city microzonation map was presented in MSK-64 scale. In both approaches shear wave velocities was one of the basic instrumental data. Using as initial data of the scenario synthesized records, taking into account the characteristics of faults, takes into account the transformation of the original accelerograms stipulated by soil properties of the territory.

Keywords: seismic hazard, microzonation, geof ormation system, site rating, accelerograms.

1.0 Introduction

Earthquake hazard zonation for urban areas, mostly referred as seismic microzonation, is the first and most important step towards a seismic risk analysis and mitigation strategy in densely populated regions [Siefko Slob et al, 2002]. As it has been observed from many earthquake scenarios the major damage to buildings and man-made structures is mostly found in the area of soft sediments [Imtiyaz A. Parvez, 2003]. As a result, even relatively minor events can be the source of huge socio-economic disasters. The earthquake of 12th October 1992 with M 5,4 in Egypt, where the buildings were not earthquake resistant, resulted in 554 deaths, 20,000 people injured with a reported loss of one million US\$ [El-Sayed et al., 2001]. It is to be recalled that the present study area (Figure 1) Chennai City has experienced three earthquakes of $M \geq 5,0$ in 1807, 1816 and 1823. Also the population of the city was 43,43lakh in 2001 and projected to 53,43 lakh in 2011 Census of India [Census, 2001].

A number of water bodies (lakes and ponds), which existed in Chennai in the early

period of this century, have been filled up with garbage and transport sand and clay [CGWB Report, 1993]. The sand dunes and beach ridges in the coastal belt of Chennai have also been converted into residential areas and as a result, the true landform has been altered. The marshy land existing north of Adayar river has been transformed into a residential area. Buildings constructed in these areas would be highly vulnerable to earthquakes. The city has shallow water table and its major part is covered by thick alluvium of a maximum depth of 28m. Such being the case, Chennai is liable for site-specific amplification of seismic motion. Safety of this city is extremely important for safeguarding human lives and property. This paper aims at produce first level seismic microzonation map of Chennai City.

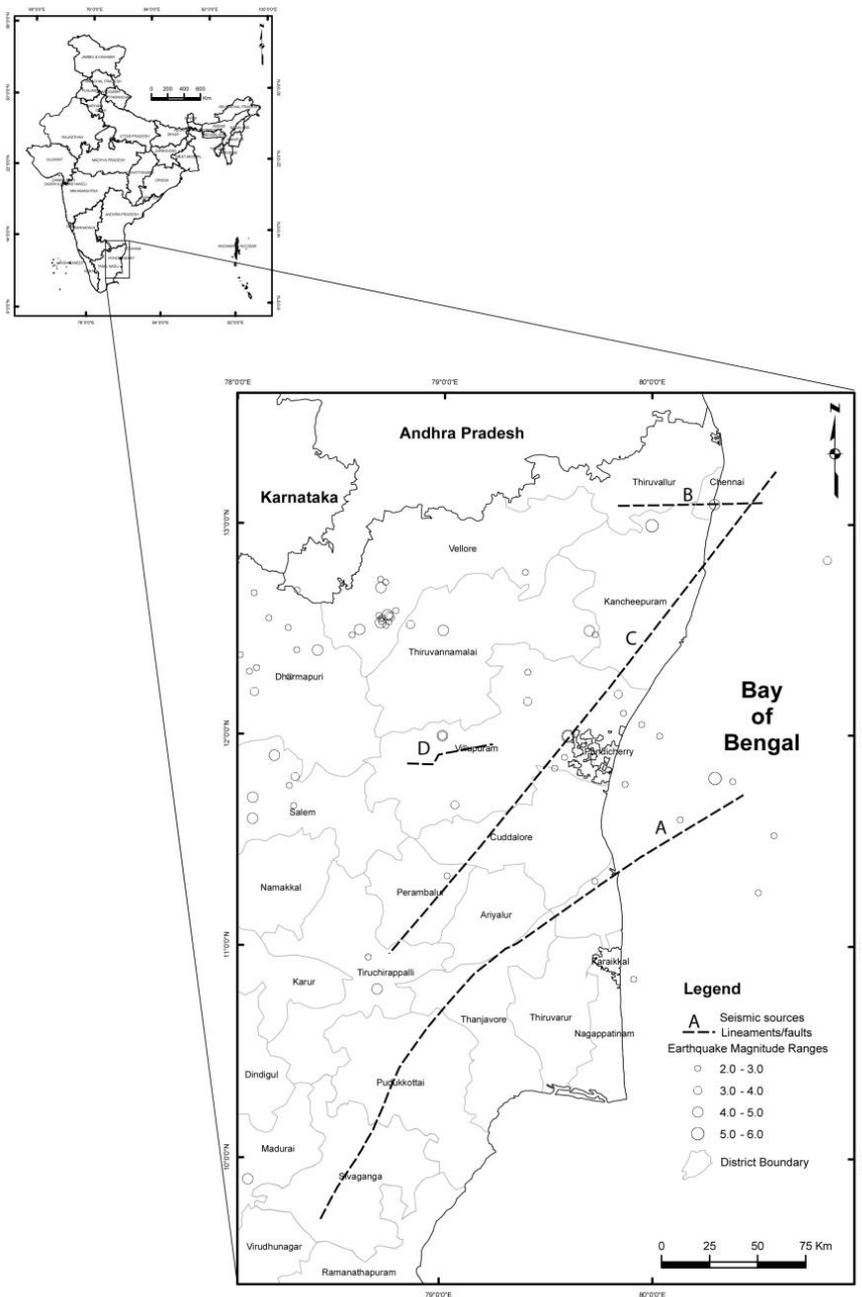


Fig. 1. Seismicity and seismic sources for Chennai City

2.0 Data used

The geological, ground motion, seismotectonic features and ground water conditions are the input to assess the seismic hazard for Chennai. The involved base line data are discussed in the following headings.

2.1 Peak Ground Acceleration

A seismicity study is of great importance to understand the dynamic behaviour of the earth and is useful to determine the earthquake hazard in a specific region. In order to understand the seismicity of Chennai and its vicinity, data regarding spatial locations of earthquakes and their magnitudes have been collected for a period of around 200 years (1807–2006) from various sources and have been used for the present study. For the historical earthquakes general locations are used for which “generalized” epicentral coordinates are available. The total number of earthquakes identified from these sources for the present study is 103. Out of the total 103 earthquakes/earth tremors 48, 23, 21, 10 and 1 incidences have been in the magnitude range of 2,0–2,9, 3,0–3,9, 4,0–4,9, 5,0–5, and $\geq 6,0$ respectively. 52 earthquakes (51% of overall) are of $M \geq 3$ in the past 200 years of seismic history [Ganapathy, 2005].

Analysis of tectonic lineaments and faults helps in understanding the regional seismotectonic activity of the area. For the present study seismotectonic details are collected from the report published by Central Ground Water Board, Chennai. The NE-SW trending Archaean boundary fault is located in Chennai and separates two basins. The southern one is shallow without Gondwana sediments. The northern basin has extensive Gondwana sediments beneath the alluvium. The presence of bedding joints, shears and micro folding in core samples are indicative of the extensive tectonic disturbance in the post-Gondwana period. The Adayar fault is shown in Figure 1 and this weak zone is followed by the flow of Adayar river.

Based on the seismicity and seismogenic systems 4 zones have been delineated as potential sources for Chennai city and its vicinity of 200km radius. These seismic potential sources are named based on its spatial locations. These sources generated earthquakes in the range of 3.2 to 5.3 in the past earthquake history of 200 years. In the present study the largest earthquake occurred in the instrumental time-period with good accuracy of the recorded event is taken into consideration. Estimation of ground motion in terms of Peak Ground Acceleration (PGA) at bedrock level can be determined using attenuation relationships. A variation of this approach uses the reference and site recordings as for their different site-source distances. This was done using ratios of hypocentral distance by Borchardt and Glassmoyer (1994). Distance corrections incorporating frequency-dependent attenuation have been implemented by Borchardt [2001].

For the regions where strong motion data are not available for such analysis, the attenuation relationships developed for other regions can be used based on the resemblance of the seismotectonic characteristics of both the regions. Abrahamson and Litehiser [1989] have proposed an attenuation model for PGA based on 585 strong ground motion records from 76 worldwide earthquakes. A suitable attenuation relationship developed by Iyengar and Raghukanth [2004] for Peninsular India applicable to Chennai is used for the present study.

The determined PGA for the four identified potential seismic sources for the city of Chennai is in the range of 0.176g to 0.078 (Table 1). The maximum PGA of 0.176 would be caused by the East west trending in the southern part of Chennai (Figure 2). This fault has been associated with 4 earthquake incidences in the past 200 year earthquake history and the Maximum magnitude (M_{max}) so far generated is 5.3.

Table 1.

**Estimated Peak Ground Acceleration (PGA) values Chennai city
by the closes potential seismic sources**

Seismic Sources	Cumulative Earthquakes	Maximum Magnitude	Epicentral Distance from Chennai	Estimated Peak Ground Acceleration
A	5	5.6	156	0.176
B	1	5.3	10	0.107
C	3	5.0	155	0.078
D	3	5.0	174	0.078

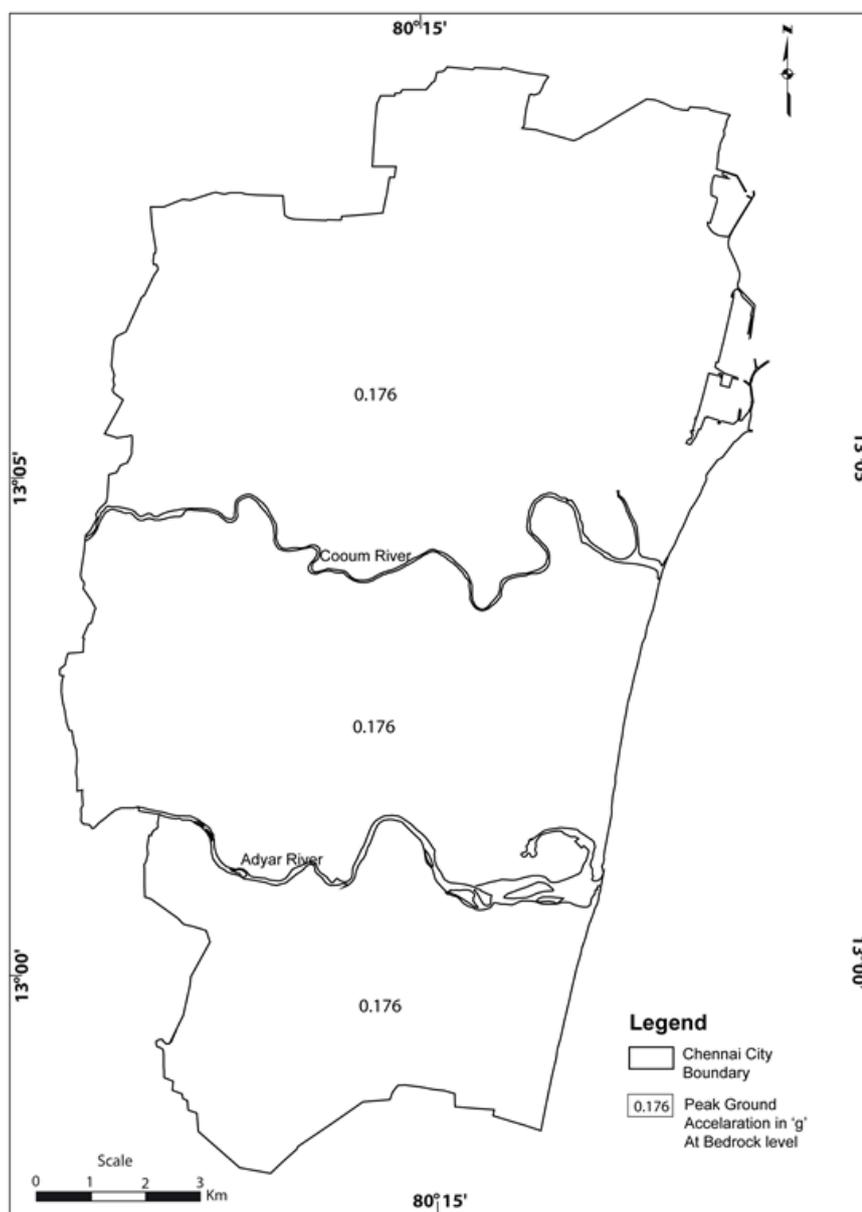


Fig. 2. Estimated Peak Ground Acceleration for Chennai City

2.2 Shear wave velocity from Geotechnical Data

Chennai City has many multi-storey buildings and these buildings have been constructed based on geotechnical studies through Standard Penetration Tests (SPT). 503 borehole data have been obtained from various geotechnical agencies including SPT – N values, and various characteristics of soils in depths. The borehole locations are given in Figure 3. The depth of the boreholes is in the range of 2,0 to 32m. Only 43 boreholes are penetrated to down to basement. The “N” values observed in the field, using the standard penetration test equipment, and the standard test procedure were corrected for (a) overburden stress (b) hammer energy (c) borehole diameter (d) rod length, and (e) presence or absence of liner.

Based upon the distribution of ‘N’ values in different depths, average SPT – N value contour maps were prepared for 3m depth. The relative density of sand and clay is categorized based on the SPT – N values (Karl Terzaghi and Peck, 1967) details are related with shear wave velocity and it is given in Table 2.

Table 2.

‘N’ value Vs Shear wave velocity

‘N’ value Relative Density of Sand	‘N’ value Relative Density of Clay	Shear wave Velocity
<4	<2	<50
4-10	2 – 8	50 – 130
10-30	8-15	130-165
30-50	15-30	165 -185
>50	>30	185-350

The shear wave velocity is an important parameter to assess the strength of the soil. Soil profiles are characterized by shear wave velocity because it is a key indicator of soil susceptibility. Shear wave velocity can be estimated from correlations with the Standard Penetration Test (SPT), water content and soil type. Researchers developing empirical attenuation relations have attempted to use site classification based on average shear wave velocity to account for differences in site response [Boore and Joyner, 1982]. The result of average shear wave velocity have been obtained for Chennai for the depth of 0–3m by using the empirical relationship proposed by Imai and Yoshimura [1970], Ohba and Goto [1970]. The contours of average shear wave velocity at 3m depth is prepared by using Arc-GIS –Spatial Analyst software by Interpolating Raster by Inverse distance weighted method and presented in Figure 4.

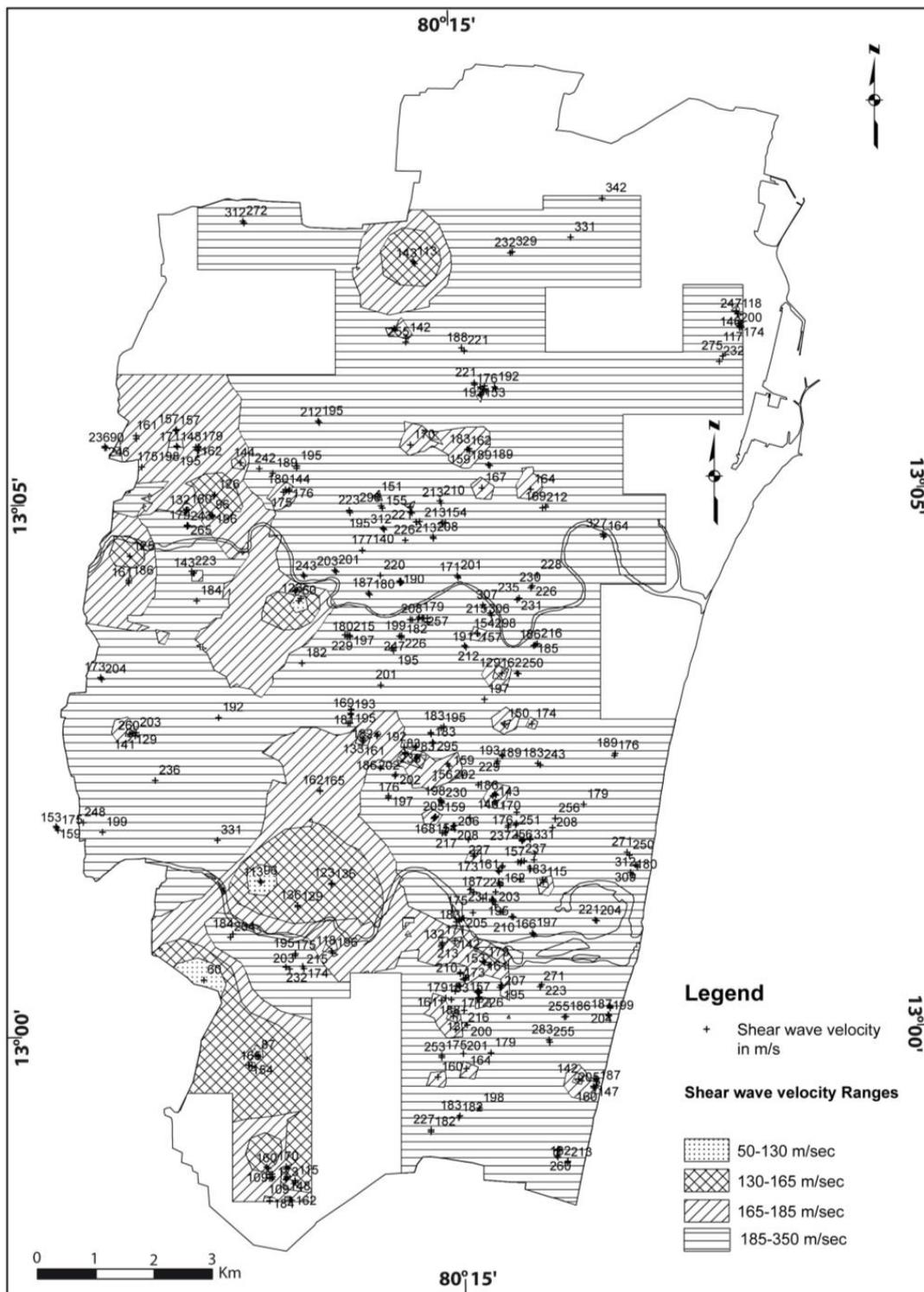


Fig. 4. Estimated shear wave velocity at 3m depth.

2.3 Geology

The Archaean crystalline rocks, Gondwana & Tertiary sediments and Recent alluvium are the three group of geological formations found in Chennai (Figure 5). Most of the geological formations are concealed since they are overlain by the alluvial materials except for a few exposures of crystalline rocks of charnockites in the southwestern part of Chennai [CGWB Report, 1993].

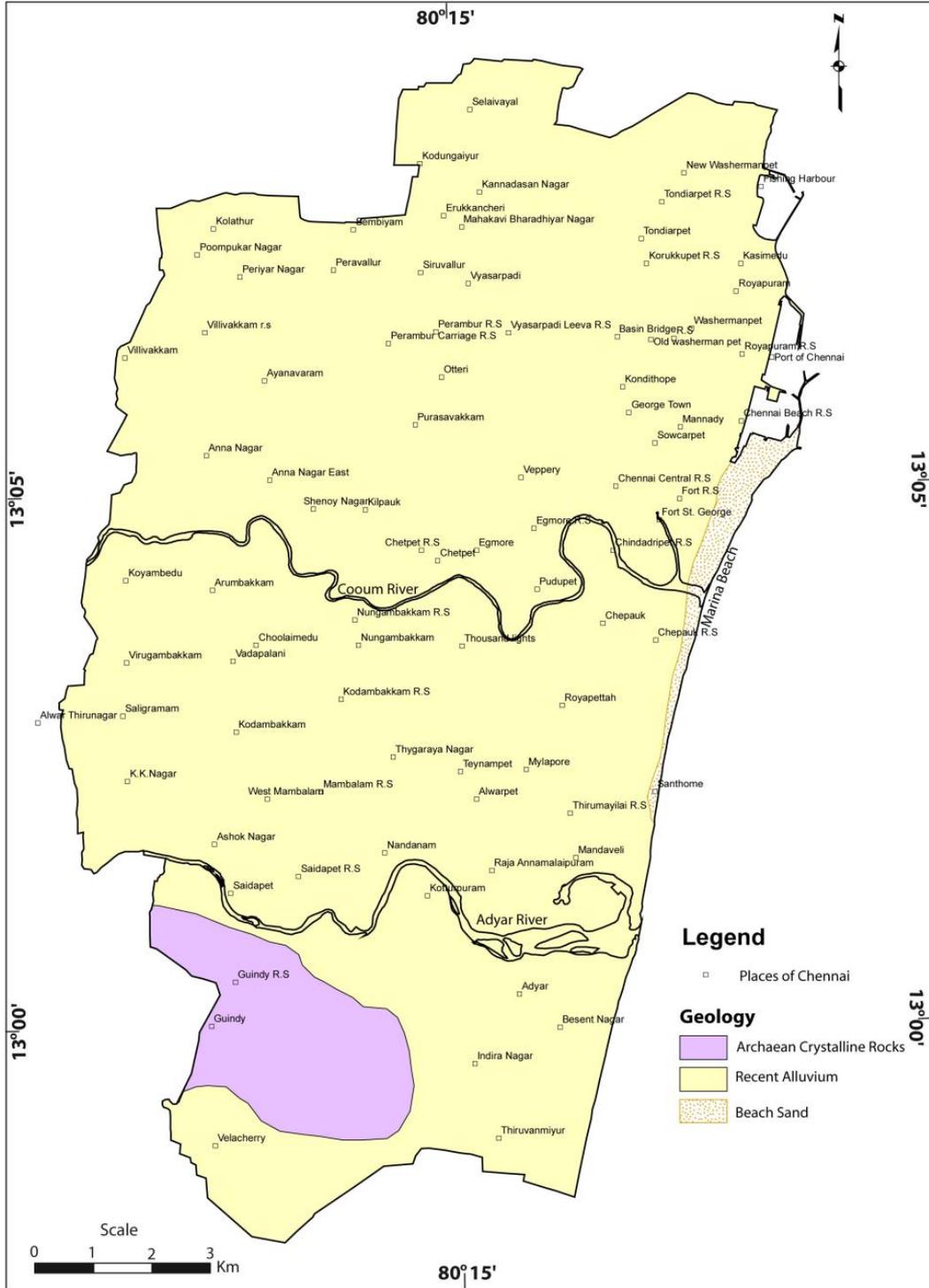


Fig. 5. Geology of Chennai City

The Archaean crystalline rocks of the city comprise chiefly of charnockites, gneisses, and the associated basic and ultrabasic intrusives. The charnockites represent the major rock type in the area of Saidapet. The crystalline rocks are weathered and jointed/fractured. The degree and depth of weathering varies from place to place and the thickness of the weathered mantle varies from less than 1 m to about 12 m in the city.

The Gondwana shale is exposed in Adayar river near Ramavaram (southern part of Chennai). The Gondwana – Archaean contact is a fault concealed by alluvium. The Gondwana shale is black to dark grey in colour and highly jointed / fractured. The shale is encountered in a number of boreholes and its thickness varies from 24 m in Kilpauk, area through 20 m in Ashok Nagar area to more than 139 m in Koyambedu area.

The Tertiary sandstones are reddish brown to grayish white and white in colours friable and mottled. The occurrence of the Tertiary in Chennai is not well demarcated. However, the sandstones encountered in some of the boreholes below alluvium in Perambur, Alwarpet, Anna Nagar and Royapuram areas are different from the compact dark coloured shale of Gondwana Group and they may belong to the Tertiary. Probably Tertiary rocks are deposited on the eroded Gondwana System and are overlain by river alluvium.

The alluvium covers the major part of Chennai. It consists of sand, silts and clays. The thickness of alluvium varies from place to place and a maximum of 28 m is encountered in drilled boreholes of north Chennai near Perambur.

2.4 Depth to Bedrock

Borehole data are the only reliable data to estimate the depth to bedrock, which is an important key parameter in assessing the soil column thickness over it. The bedrock configuration of a site will give an idea about the basement topography. The basement topography will help in the study of frequencies and amplitudes of ground motions. This will help to identify high (as well as low) seismic risk areas from the point of view of wave propagation influence.

The basement is somewhat shallow in the southern side of crystalline basement near Saidapet and Guindy Park (0–5 m). The basement is relatively high in the northern part of the city (20–40 m). The western Central part of the city had a very high basement depth of 40–80 m. The generalised basement contour map needs to be refined with the forthcoming of more and more data. The sub-surface geology and basement configuration is presented in Figure 6.

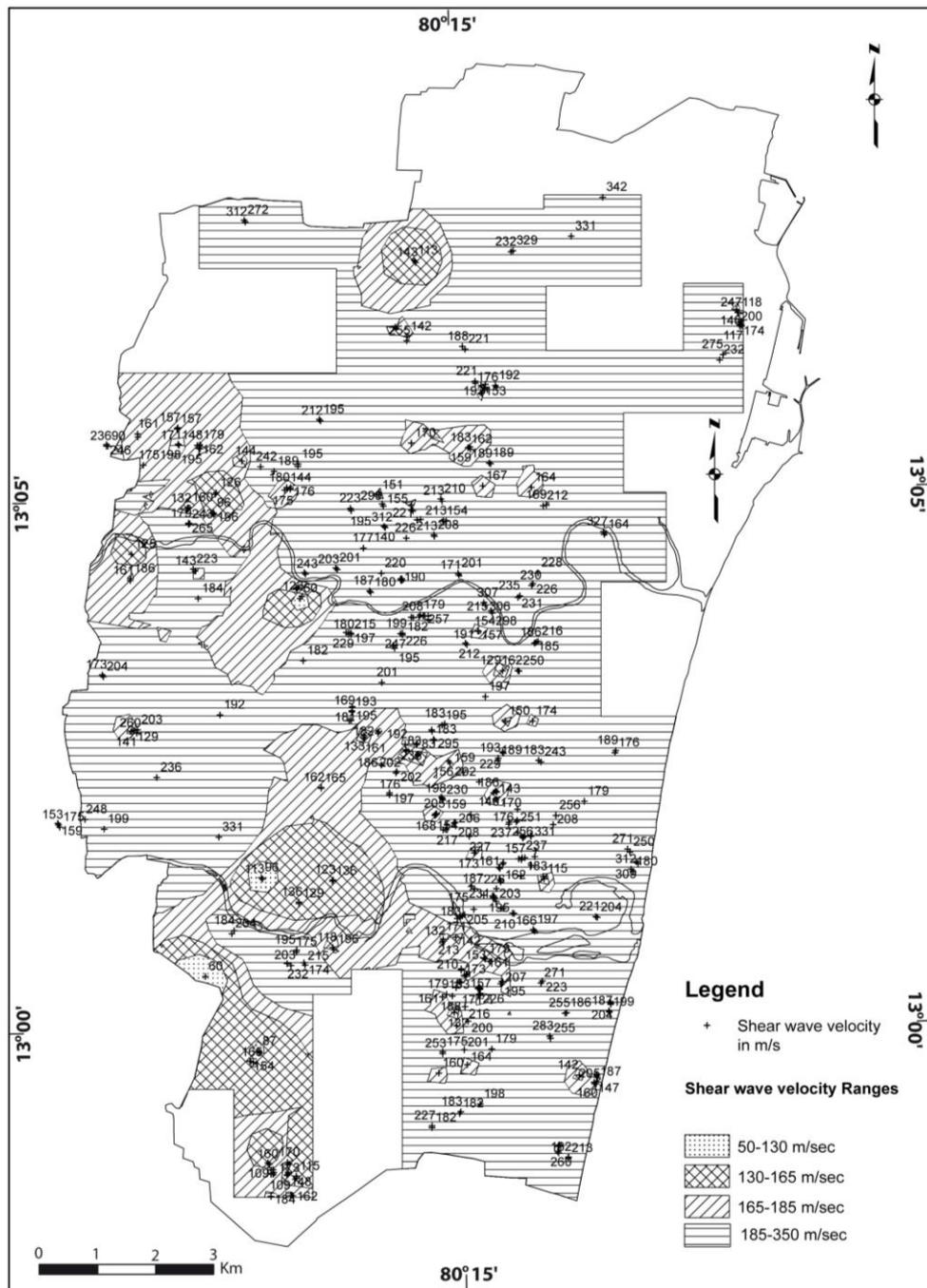


Fig.6. Map showing the depth to basement of rock at Chennai City

2.5 Depth to Water Table and Water Level Fluctuation

The depth of water level and water level fluctuation contours are presented in Figure 7. This ranges between 1,15 and 0,93 mbgl where as it is shallow in the range of 0,15 and 5,63m bgl in post-monsoon period. It can be seen that the water table generally follows the topography with gentle slopes towards the rivers as well as the sea. The water table elevation varies from 3,5 m above MSL to 2,2 m below MSL. The fluctuation is high in selected stations like Besant Nagar, and Aminjikarai, an indication of higher draft in selected pockets.

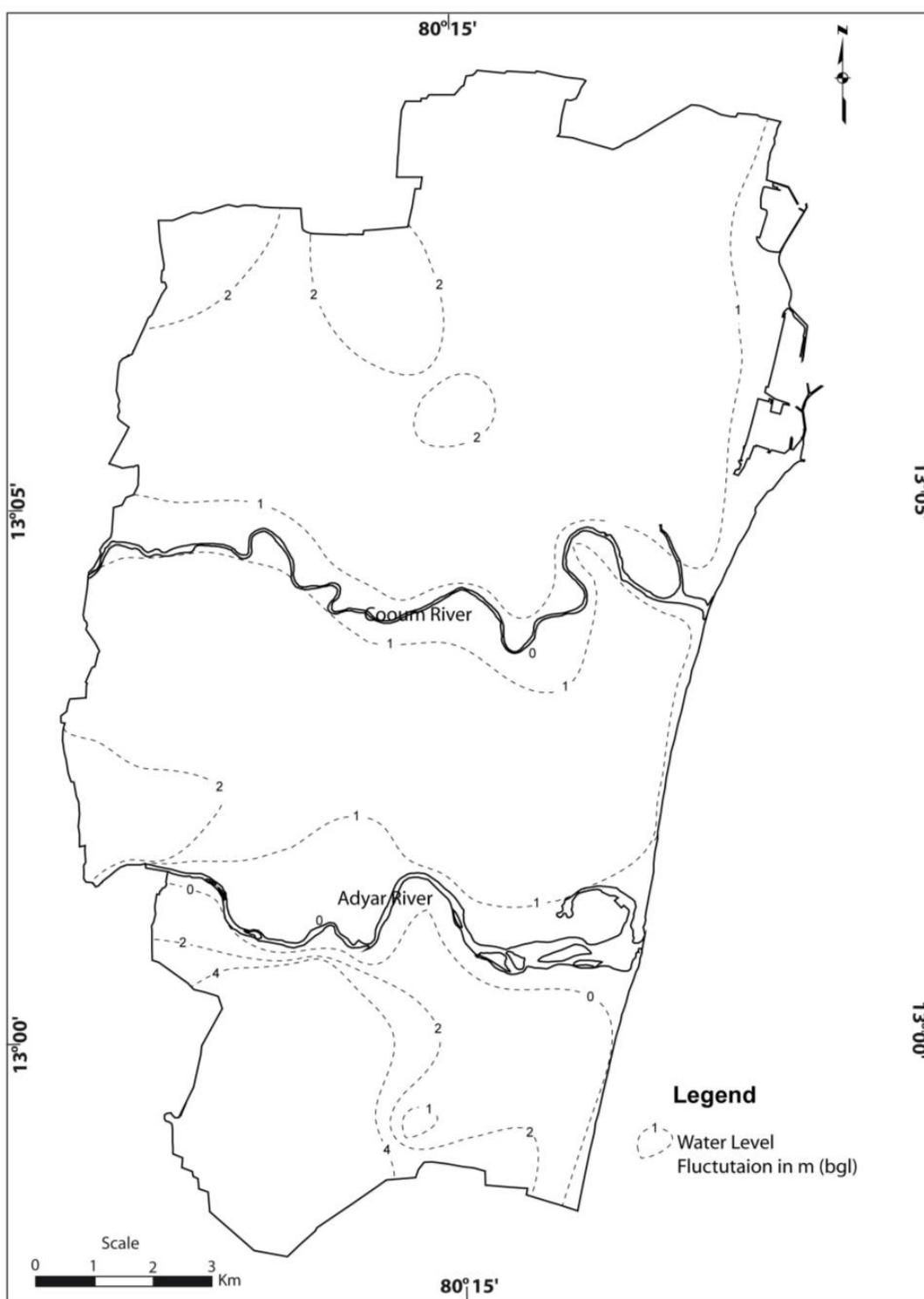


Fig. 7. Map showing the water level fluctuation at Chennai City

3.0 Approach

There are a variety of subjective decision rules and most commonly used one being the analytic hierarchy process (AHP) of Saaty [1980] and weighted linear combination (WLC) [Barredo et al., 2000; Ayalew and Yamagishi, 2004; Ayalew et al., 2004]. The

analysis has been carried out following Saaty's Analytical Hierarchy Process (AHP). Analytic Hierarchy Process (AHP) is one of Multi Criteria decision making method that was originally developed by Prof. Thomas L. Saaty. In short, it is a method to derive ratio scales from paired comparisons. It uses hierarchical structures to quantify relative priorities for a given set of elements on a ratio scale, which is based on the discernment of the user. From the judgments between two particular elements, a pair wise comparison matrix is constructed on a scale of 1–5, 1 indicating that the two elements are equally important, and 5 implying that one element is more important than the other. If an element is less significant than the other then it is indicated by reciprocals of 1–5 values (i.e., 1/1 to 1/5). The pair wise comparison matrix prepared is used to derive the individual normalized weights of each element. The weights of each criterion are calculated by averaging the values of each row of the matrix. These weights also add up to 1 and can be used in deriving the weighted sums of rating for each region of polygons of the mapped layers. This approach has also been successfully used by William K. Mohanty et al, 2007 for the similar type of microzonation studies.

The features of each thematic map are also normalized between 0 and 1 [Nath, 2004] to ensure that no layer exerts an influence beyond its determined weight. The weightage factor of each layer calculated based on expert choice. For the study the paired comparison matrix is prepared for the five themes (PGA contour, soil, geology, groundwater fluctuation and bedrock depth) as shown in Table 3. Following the AHP, the thematic maps are assigned weights on a scale of 1–5 depending on their contribution to seismic hazard. The higher weight is assigned to the theme that contributes more to the hazard and in this case the highest weight is given to the PGA contour theme. The weights obtained for each theme are: PGA (0,333), Shear wave Velocity (0,266), geology (0,20), groundwater (0,133) and bedrock depth (0,066). The normalized ratings for thematic layers are given in Table 4. The feature of each themes normalised between 0 and 1.

Table 3.

Assigned weights for the thematic maps for GIS Integration

Themes	PGA	Soil	Geology	Ground Water	Bed rock	Weightage
PGA	1	5/4	5/3	5/2	5/1	0.3333
Shear Wave Velocity	4/5	1	4/3	4/2	4/1	0.2666
Geology	3/5	3/4	1	3/2	3/1	0.2000
Ground Water	2/5	2/4	2/3	1	2/1	0.1333
Bedrock	1/5	1/4	1/3	1/2	1	0.0666

Table 4.

Normalised ratings of the thematic layers					
Themes	Weightage	Normalised Values			
		4	3	2	1
PGA (in g)	0.3333	-	0.176	-	-
Shear Wave Velocity (m/sec)	0.2666	50 – 130	130-165	165-185	185-350
Geology	0.2000	-	Alluvium	Beach Sand	Rock
Ground Water Fluctuation (m)	0.1333	0-2	2-4	-	-
Bedrock (m)	0.0666	>40	20-40	10-20	0-5

The obtained values are then incorporated in a GIS platform for the integration of all the thematic maps to obtain the seismic microzonation map of Chennai city. The integration of five thematic layers is integrated by the UNION and overlay operation in GIS.

4.0 Seismic hazard map

Chennai has various building types' wall materials and their percentage viz., the earthen walls (9,59%) (mud, unbrick, brick), stone walls (3,1%), burned brick walls (80,79%), concrete walls (Nil), wood and Ekra walls (0,23%), GI and other metal sheets (0,21%), bamboo thatch, leaves, etc., (6,1%) [Gupta, 2000]. It is seen that those worse affected in an earthquake (earthen and stone houses) account for 12,59% and other brittle burned brick are 80,79% ie a total of 93,38% are vulnerable if shaken by an earthquake of moderate to severe intensity. Due to its rapid growth in civil construction, industry etc., a thorough knowledge of the seismicity is needed for adopting mitigation measures.

Chennai has been broadly classified into three zones, as high, moderate and low in terms of seismic hazard in an event of future earthquakes. Part of Chennai falls in seismically moderate to high hazard prone areas (Figure 8). The resultant map depicts that the high hazard areas are distributed in patches around Adayar River and few patches distributed below Cooum River in the south western part of the City. The areas in the southern part of Chennai represent lacustrine deposits in underlined by marine black clay as evident in Taramani areas. The maximum depth to basement is 14 m. The central part of the city has mainly fluvial origin of flood plain deposits as evident from the flowing Adayar and Cooum rivers. The upstream portion of Adayar and Cooum rivers have moderate slope and in the down stream, the rivers are very gentle to flat in coastal areas. These areas in the northern part of City represent black clay and alluvium of marine origin with maximum depth to basement of 30m and patches of these areas shows high hazard. The western and northwestern part of Chennai falls under moderate hazard. These areas represent the shale and clay of Gondwana age and are also it is correlated with lake fill deposits. The remaining areas are prone to low seismic hazard. It can be concluded that the half of the Chennai City is prone to moderate to high hazard. The resultant map provides regional pictures on seismic hazard of Chennai City and is useful information in construction planning of forthcoming buildings of the city. Also it is helpful as a base material to identify seismic risk of Chennai City.

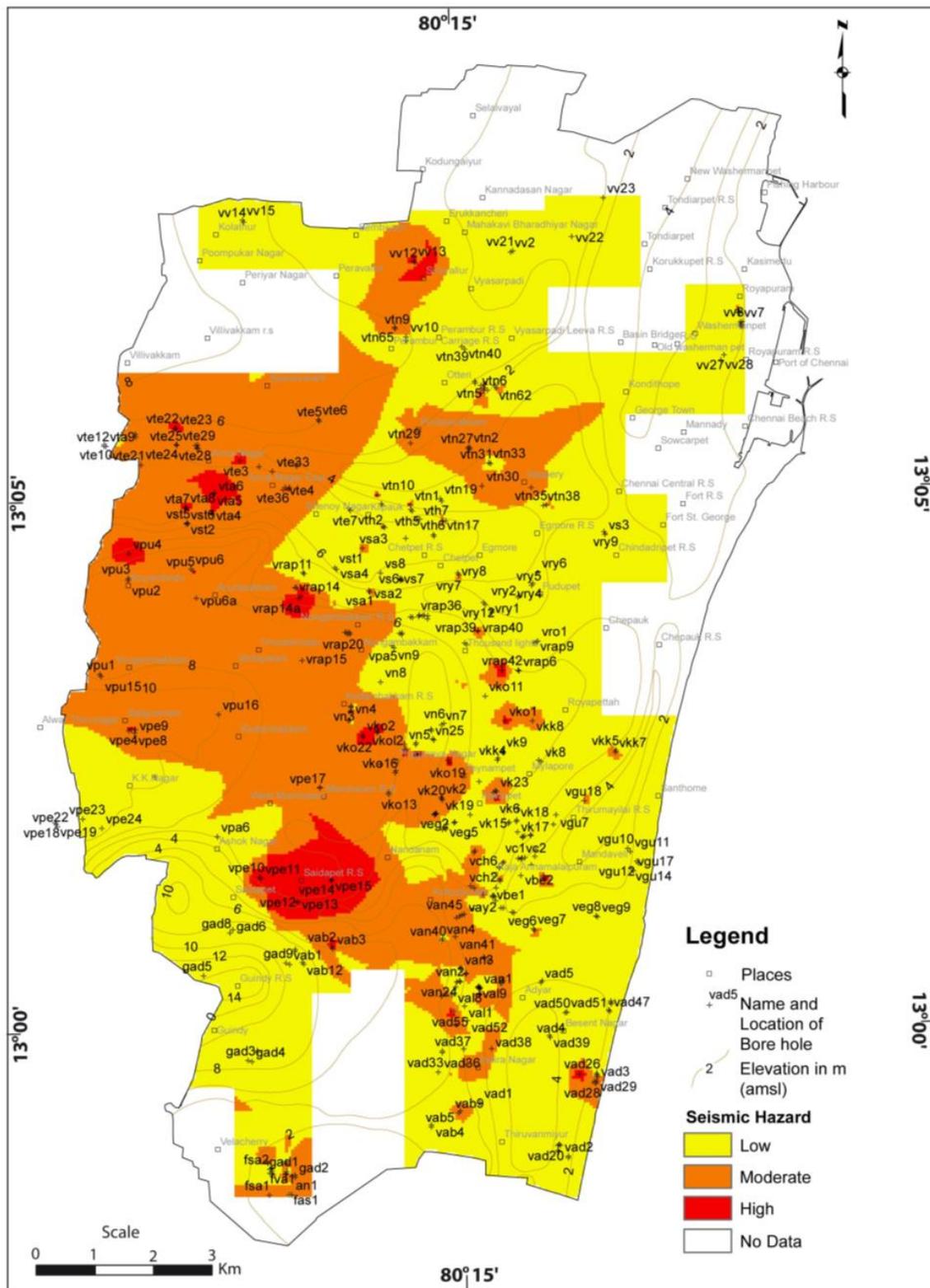


Fig. 8. First level seismic microzonation map of Chennai City

Seismic microzonation (SMZ) can be viewed as a method of zoning of a city or a large construction site in sites with the same ground response for standard seismic effect of a certain level and assessment of the relative changes in the characteristics of vibrations on the surface relative to the characteristics of vibrations of so-called reference site to which the initial intensity is attributed. In Russia the reference sites are sites with average seismic properties of ground conditions of certain territory. In Armenia and Georgia sites with the worst ground conditions are generally considered as reference, although in some cases they can be averages [Zaalishvili, 2000]. In the United States the reference sites are Rock sites. In former USSR sites with standard ground conditions traditionally were chosen after macroseismic investigation of historical strong earthquakes.

Sites with the same intensity are combined in different seismic zones. Engineering-geological, hydrogeological and geomorphological conditions are taken into account. On the other hand, the target of seismic microzonation is development of initial data of various levels of seismic impacts for structural engineering and urban planning.

Modern principles of seismic microzonation used abroad require differentiation the territories indifferent types of ground conditions. The territory is divided into a grid with equal cells. Further the parameters of the forming characteristics of ground conditions in each of these cells are defined, which requires active use of GIS technology [Zaalishvili, Berezhko, 1999]. In particular, such studies have been carried out in 2000, in the process of implementation of the international project for a large area of Tbilisi, with various types of soils, in different physical conditions [Zaalishvili et al., 2001].

In General, the process of seismic microzonation can be divided into three phases. In the first phase, initial regional seismic characteristics of the earthquake at rock level are determined for each cell. In the second stage, the site profiles are modeled on the basis of the results of the drilling and field testing. The third phase includes an analysis of the expected response of sites to evaluate characteristic of earthquake on the surface and interpreting the results of microzonation [Ansal et al., 2004, 2010]. When the available data of engineering geological zoning (usually the results of surveys of past years) do not correspond to modern requirements (for example, insufficient data on fill content in gravels), the instrumental studies based on some selected grounds in the territory is essential for the reliability of the final result.

In the paper approach used abroad is combined with techniques of Russian-Georgian school of seismic microzonation, especially of instrumental method which is the primary method of SMZ. Seismic process is a complex multifactor process, so final maps of seismic microzonation are based on the results of integrated use of instrumental, calculational and recently developed instrumental-calculation methods [Zaalishvili, 2006; Zaalishvili et al., 2007]. On the basis of this approach in 2010 SMZ Map of Vladikavkaz city was developed (Figure 9).

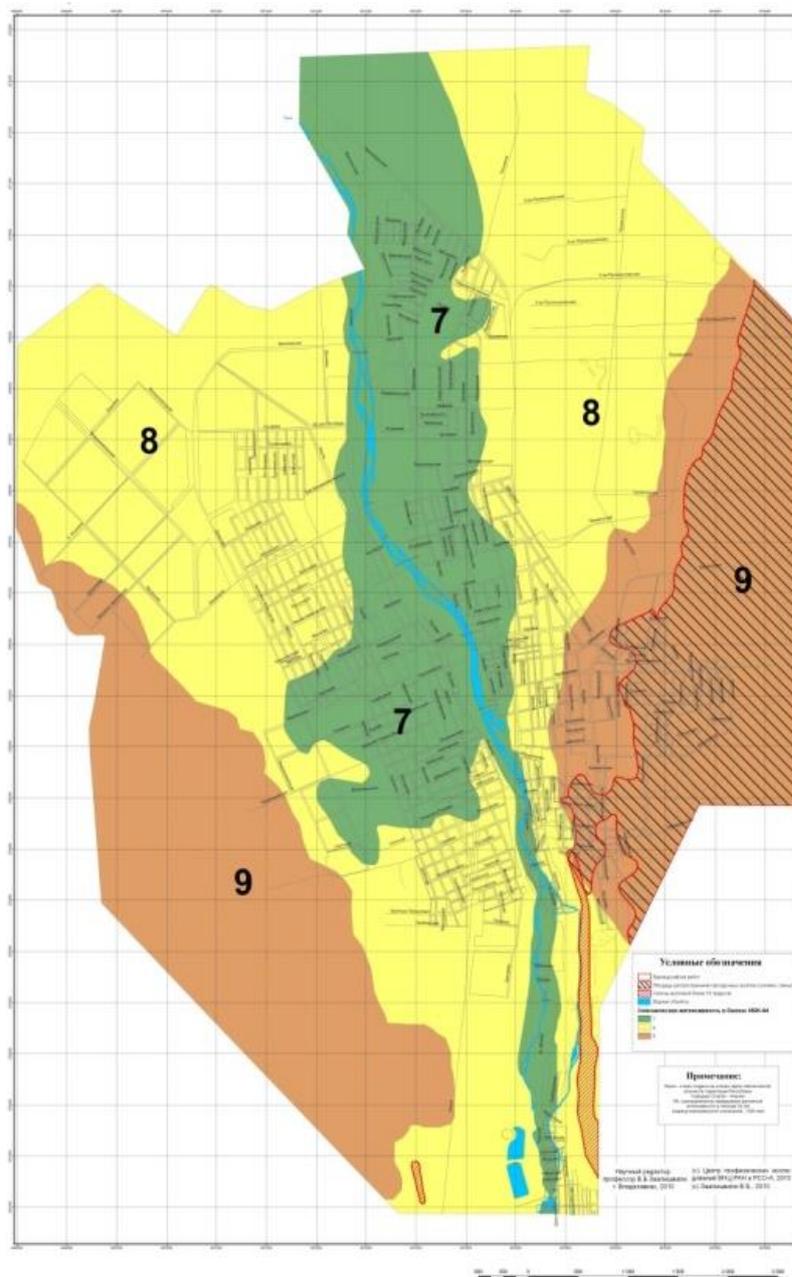


Fig. 9. Map of seismic microzonation of the territory of Vladikavkaz city

The possibility of creating the expected seismic impact with its specific features on the basis of taking into account the main characteristics of a particular fault or seismic source with a high seismic potential will be considered further. It should be noted that particular seismic sources move within a particular fault, and their “deviation” is largely determined by internal strains in the source and the geological depth structure of the territory.

5.0 Specified seismic fault and design seismic motion

Analysis and consequent account of initial accelerograms transformation will become the basis for site effect analysis at strong seismic loadings (Figure 10) [Zaalishvili et al., 2010].

Methods of such modeling are based on accordance of spectral properties of modeled and real earthquake. In a whole modeling accuracy depending on the purposes of total motion usage and what characteristics defining structural system behavior must be reproduced.

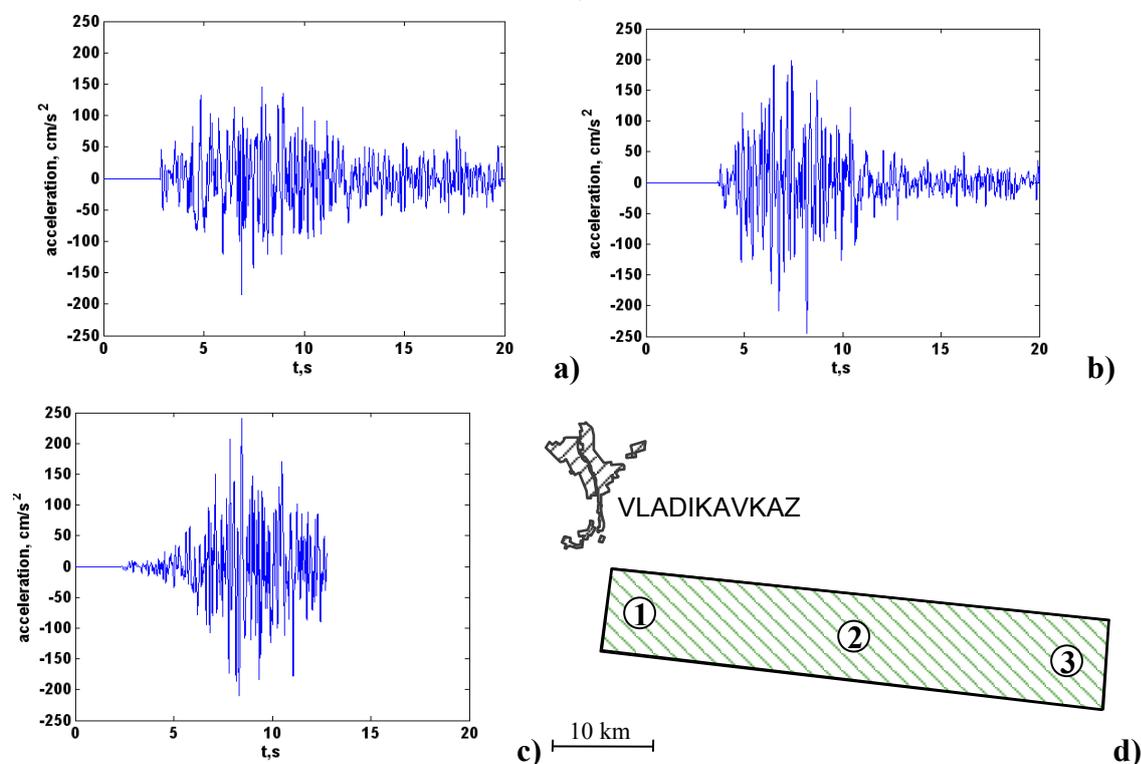


Fig. 10. Synthetical accelerograms for different source locations:
 a – western part of fault; b – middle part of fault; c – eastern part of fault;
 d – scheme of sources of scenarios earthquakes

Earthquake source that is a region of rupture can be considered as point source only for much larger distances than fault size. At close distances effects of finite fault size become more significant. Those phenomena are mainly connected with finite rupture velocity, which causes energy radiation of different fault parts in different times and seismic waves are interference and causes directivity effects [Beresnev, Atkinson, 1997, 1998].

Let's compare amplitude spectra of obtained design accelerograms with spectrum of real earthquake from considering fault. Data analysis (Fig. 11 and Fig. 12) shows that spectra of calculated and real earthquakes in a whole are similar in their main parameters.

It must be noted that spectrum of vertical component of real earthquake is closer to design spectra. The last fact is quite obvious and is explained by proximity to earthquake source. Indeed, close earthquakes in general are characterized by predomination of vertical component. Record of TEA station (located in theater) was selected due to its location on dense gravel and has a minimal distortions caused by soil conditions.

Analysis of spectrum of weak earthquake shows that peaks are observed on 1,3 and 5,6 Hz (Fig. 12). In spectra of synthesize accelerograms mentioned amplitudes are also observed. At the same time medium response on strong earthquake, undoubtedly, differ from weak earthquake response.

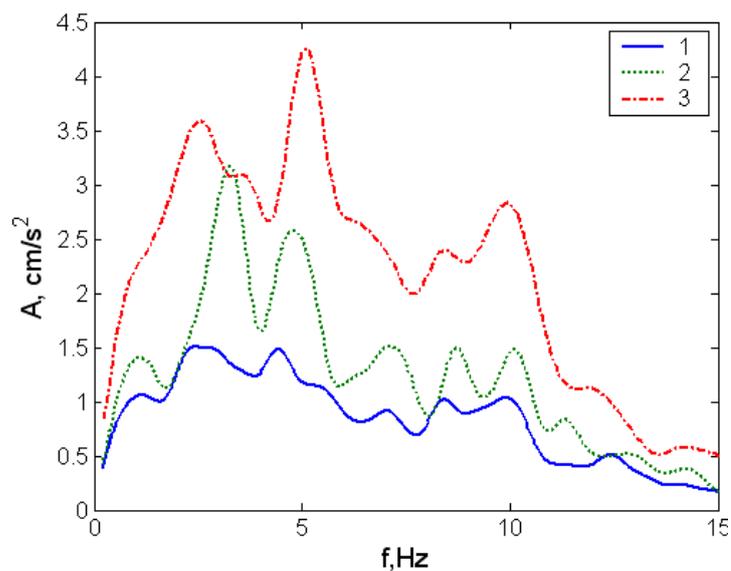


Fig. 11. Spectra of design accelerograms at different source locations of earthquake $M=7,1$:
1 – western part of fault; 2 – middle part of fault; 3 – eastern part of fault

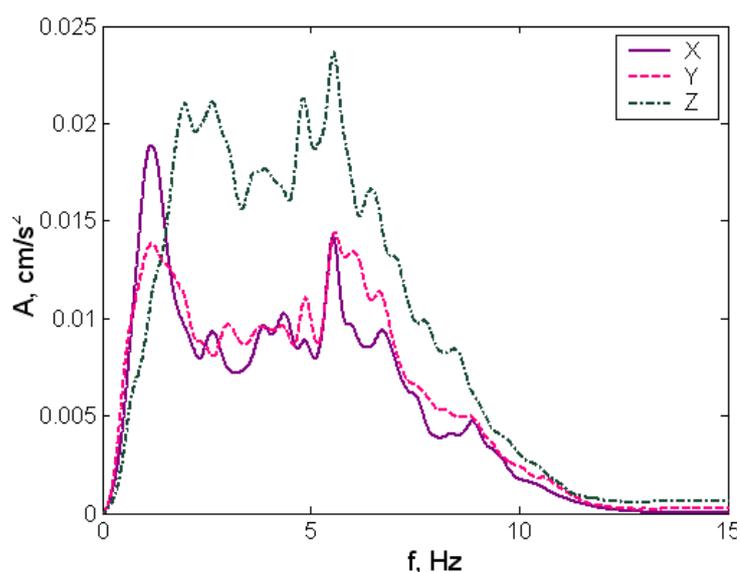


Fig. 12. Spectra of accelerograms of weak earthquake with epicenter in the zone of Vladikavkaz fault.
(25.08.2005 10:25 GMT, $H = 8$ km $M = 2.5$).

Today traditional instrumental method of seismic microzonation does not allow obtaining intensity increments in accelerations due to traditional orientation on macroseismic intensity indexes. The exclusion is the case of investigation of strong earthquakes accelerations when instrumental records are obtained (in presence of accelerometer). At the same time investigations are conducted and the problem supposed to be solved.

On the other hand in recent years a new instrumental-calculation method was developed. New method is based on selection from database (including about 5000 earthquake records) soil conditions which are the most appropriate to real soil conditions of the investigated site. Then the selection of seismic records with certain parameters or their intervals follows (magnitude, epicentral distance, and source depth). Then maximal

amplitudes are recalculated for given epicentral distances. Absorption coefficient can be calculated by attenuation model for given region.

Conclusions

1. Earthquake hazard zonation for urban areas, mostly referred as seismic microzonation, is the first and most important step towards a seismic risk analysis and mitigation strategy in densely populated regions
2. In the process of SMZ map development, the seismicity and seismic sources for a particular urban territory, the geological, ground motion, seismotectonic features and ground water conditions, including distribution of expected peak ground accelerations, shear wave velocity in typical grounds of territory from geotechnical data, depth to bedrock depth to water table and water level fluctuation were studied.
3. The calculation of the assigned weights for the thematic maps for GIS Integration and Normalised ratings layers was made.
4. The obtained values are then incorporated in a GIS platform for the integration of all the thematic maps to obtain the seismic microzonation map of Chennai city. The integration of five thematic layers is integrated by the UNION and overlay operation in GIS.
5. Using as initial data of the scenario synthesized records, for example, taking into account the characteristics of faults, takes into account the transformation of the original accelerograms stipulated by soil properties of the territory.
6. The complex approach based on the latest achievements of engineering seismology, can significantly increase the adequacy or reasonableness of assessments and reduce the inaccuracy in earthquake design and construction.

References

1. Abrahamson N.A., and Litehiser J.J. (1989) 'Attenuation of Vertical Peak Acceleration'. Bulletin of Seismological Society of America. Vol. 79. Pp. 549–580.
2. Ansal A., Erdik M., Studer J., Springman S., Laue J., Buchheister J., Giardini D., Faeh D., Koksal D. (2004) Seismic microzonation for earthquake risk mitigation in Turkey. In: Proceedings of the 13th World Conference of Earthquake Engineering, Vancouver, BC, p. 1428.
3. Ansal A., Tönük G., Kurtuluş A. (2010) Microzonation for Earthquake Scenarios (Chapter 2) // Earthquake Engineering in Europe, ed. By M. Garevski, A. Ansal. Springer, 2010. Pp. 125–144.
4. Ayalew, L., Yamagishi, H., 2004. Slope movements in the Blue Nile basin, as seen from landscape evolution perspective. *Geomorphology*, 57(1-2): pp.95–116.
5. Ayalew, L., Yamagishi, H., Ugawa, N., 2004. Landslide susceptibility mapping using GIS-based weighted linear combination, the case in Tsugawa area of Agano River, Niigata Prefecture, Japan. *Landslides*, 1(1): pp. 73–81.
6. Barredo, J.I., Benavidesz, A., Herhl, J., van Westen, C.J., 2000. Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2(1): pp. 9–23.
7. Beresnev I. A., Atkinson G. M. (1997). Modeling finite fault radiation from ω^n spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, pp. 67–84.

8. Beresnev I. A., Atkinson G. M. (1998). FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. *Seismological Research letters*. Vol. 69. No. 1.
9. BIS: 1893 (2001) ‘Indian Standard, Criteria for Earthquake Resistant Design of Structures’. Bureau of Indian Standards. New Delhi.
10. Borchardt R.D. (2001) ‘Empirical Evidence for Acceleration-Dependent Amplification Factors’. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 92. Pp. 761–782.
11. Borchardt, R. D. and Glassmoyer, G. (1994) ‘Influences of Local Geology on Strong and Weak Ground Motions Recorded in the San Francisco Bay Region and their Implications for Site-Specific Building-Code Provisions’. The Loma Prieta, California Earthquake of October 17, 1989—Strong Ground Motion. U. S. Geological Survey Professional Paper. Pp. 1551-A, A77-A108.
12. Boore D.M and Joyner (1982), “The empirical prediction of ground motion”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 72, pp. S43 – S60.
13. Census (2001) ‘<http://www.censusindia.com>’
14. CGWB Report (1993) ‘Groundwater Resources and Development Prospects in Madras District, Tamil Nadu’. Central Ground Water Board, Southern Region, Hyderabad.
15. El-Sayed A., Vaccari F., and Panz G.F. (2001), ‘Deterministic seismic hazard in Egypt’, *Geophysical Journal International*, Vol. 144, pp. 555–567
16. Ganapathy, G.P. (2005) ‘Seismic Hazard Assessment for Tamil Nadu State and A Specific Study on Local Ground Motion Response for Part of Chennai City, Anna University, Ph.D. thesis (unpublished).
17. Gupta T.N. (2000) ‘Guidelines – Improving Earthquake Resistance of Housing’. Published by Building Materials and Technology Promotion Council, New Delhi.
18. Imai T., and Yoshimura Y. (1970) ‘Elastic Wave Velocity and Soil Properties in Soft Soil Tsuchi-to-Kiso’. Vol.18. No.1. Pp. 17–22.
19. Imtiyaz A.Parvez (2003) ‘Seismic Microzonation: Methodology and Approach’. CSIR Centre for Mathematical Modelling and computer Simulation, Bangalore. Research Report, November 2003, p. 14.
20. Karl Terzaghi and Ralph B Peck (1967) ‘Soil Mechanics in Engineering Practice’. Second Edition. John Wiley & Sons. New York. P. 729
21. Nath, S.K (2004) ‘Seismic Hazard Mapping in Sikkim Himalaya through GIS Integration of Site Effects and Strong Ground Motion Attributes. *Natural Hazards*. 31 (2). Pp. 319–342.
22. Ohba Y., and Goto, N. (1978) “Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristics soil indexes”, *Earthquake Engineering Structural Dynamics*, Vol. 6, pp. 167–187.
23. Saaty, T.L., 1980. *The Analytical Hierarchy Process*. McGraw Hill, New York, p. 350.
24. Siefko Slob, Robert Hack, Tom Scarpas, Bas van Bemmelen and Adriana Duque (2002) ‘A Methodology for Seismic Microzonation Using GIS and Shake, A Case Study from Armenia, Colombia’. *Engineering Geology for Developing Countries – Proceedings of 9th Congress of the International Association for Engineering Geology and Environment Durban, South Africa, 16-20 September 2002*. J.L. van Rooy and C.A. Jermy, editors. Pp. 2843–2852.
25. William K. Mohanty, M.Yangar Walling, Sankar Kumar Nath and Indrajit Pal,

(2007) 'First Order Seismic Microzonation of Delhi, India Using Geographic Information System (GIS)'. Natural Hazards. Vol. 40. Pp. 245–260.

26. Zaalishvili V.B., Berezko A.E. (1999) View assessments seismic risk urban areas by using GIS // International Symposium "Engineering seismology and earthquake resistance". 19-21 May. --Tbilisi, 1999. P. 15

27. Zaalishvili V.B. (2000) Physical basis of seismic microzonation methods. M.: UIPE RAS, 2000. – 367 p.

28. Zaalishvili V.B., Zaalishvili Z.V., Otinashvili Shengelia, N. O. (2001) Method of rating territory for insurance purposes. Proceedings of the IV National Conference on earthquake-resistant construction and seismic zoning. – Sochi, 2001, p. 166.

29. Zaalishvili V.B., Djavrishvili I.A., Otinashvili M.G. (2001) Calculation of nonlinear vibration of soil thickness using numerical method of FEM "LIMIT-1" seismic microzonation // Proceedings of the IV National Conference on earthquake-resistant construction and seismic zoning. -Sochi, 2001, p. 44.

30. Zaalishvili V.B. (2006) Seismic microzonation basis. Scientific Center RAS and RNO-A, -Vladikavkaz, 2006, 242 p.

31. Zaalishvili V. B., Melkov D. A., Burdzieva O. G. (2010) Determination of seismic impact on the basis of specific engineering-seismological situation of region // "Earthquake engineering. Buildings safety", 2010 No.1. pp. 35-39 (in Russian).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ

© 2018 Г.П. Ганапати¹, д.г.н., проф., В.Б. Заалишвили², д.ф.-м.н., проф.,
Д.А. Мельков², к.т.н., В.Б. Свалова³, к.ф.-м.н., А.В. Николаев, член-корр. РАН

¹ Центр по смягчению и управлению стихийными бедствиями, Технологический институт Веллора, Индия, 632014, Веллори, e-mail: seismogans@yahoo.com;

² Геофизический 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;

³ ФГБУН Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева, Россия, 101000, г. Москва, Уланский пер., д. 13, стр. 2, e-mail: inter@geoenv.ru

В работе представлен инструментарий в виде ГИС-технологий для составления карты сейсмического микрорайонирования. Рассмотрены методы и способы индийской и российской практики сейсмического микрорайонирования. Реализована компиляция исходных данных в оперативную экспресс ГИС-методику. Построена карта сейсмического микрорайонирования первого уровня для города Ченнаи (Индия) с использованием ГИС-платформы на основе использования специфических информационных слоев в виде пикового ускорения грунта (PGA), скорости поперечной волны, геологического строения территории, уровня грунтовых вод и глубины кровли подстилающих коренных пород. Пиковое ускорение для сейсмических источников оценивалось на основе отношения затухания. В работе приведена карта сейсмического микрорайонирования г. Владикавказа, построенная близким, к индийскому подходу, но основанная на использовании других данных. При этом максимальное ускорение PGA для Ченнаи составило 0,176 g, а

для Владикавказа - 0,2 g (для вероятности превышения 5%). Анализ сейсмической опасности включал матрицы данных (дискретные наборы данных из разных слоев были преобразованы в сетки) для расчета окончательной матрицы сейсмической опасности путем интеграции и анализа весового вклада исходных тематических слоев. Город Ченнаи при исследовании был разделен на три обширные зоны: высокой, умеренной и низкой сейсмической опасности. Карта сейсмического микрорайонирования г. Владикавказа была также представлена в единицах шкалы MSK-64 и единицах ускорения, разделяясь на три зоны (7, 8 и 9 баллов).

В обоих рассмотренных подходах скорости поперечных волн были одной из основных инструментальных основ для соответствующих расчетов. Используя в качестве исходных данных синтезированные расчетные записи с учетом характеристик неисправностей для разработки сценариев, учитывается трансформация исходных акселерограмм, обусловленных свойствами грунтов на территории.

Ключевые слова: сейсмическая опасность, микрорайонирование, геоинформационная система, рейтинг участка, акселерограмма.

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
ЮГА РОССИИ
(№3. 2018 г.)**

Подписано в печать 10.09.2018 г. Формат 60×84 1/8.
Дата фактического выхода 12.09.2018 г.
Усл. печ. лист 16,8. Гарнитура «Times».
Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ № 89.
Свободная цена.

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

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