

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В Г. БИШКЕКЕ (НС РАН)

МЕЖДУНАРОДНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР -
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН (МНИЦ - ГП)

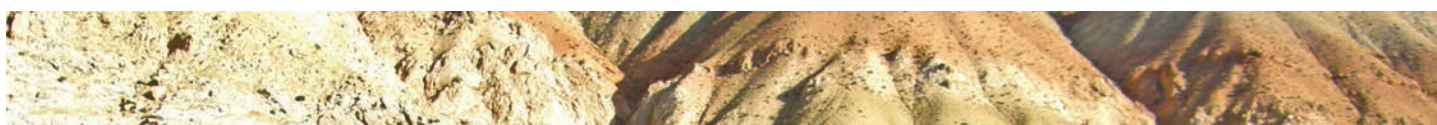
ЕЖЕГОДНАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ И СТУДЕНТОВ



СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИИ В НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Материалы докладов
VIII Международной конференции молодых ученых и студентов

24 - 25 марта 2016 года
г. Бишкек



**МЕЖДУНАРОДНЫЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР –
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН**

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ
НАУК В Г. БИШКЕКЕ**

**ЕЖЕГОДНАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ И СТУДЕНТОВ**

**СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИИ
В НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

**Материалы докладов
VIII Международной конференции молодых ученых и студентов**

**24-25 марта 2016 года
г. Бишкек**

УДК 001
ББК 30.6
С56

Ответственные редакторы: Мухамадеева В.А., Забинякова О.Б.
Редакционная коллегия: Лазарева Е.А., Борисова О.Г.

С56 Современные техника и технологии в научных исследованиях. – Бишкек; 2016. – 377 с.

ISBN 978-9967-12-541-4

В сборник включены материалы VIII Международной конференции молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях», которая была проведена ФГБУН Научной станцией РАН и Международным научно-исследовательским центром – геодинамическим полигоном в г. Бишкеке. В сборнике представлены работы молодых ученых и студентов из Кыргызстана, Узбекистана, Казахстана, России и других стран, охватывающие исследования в области мониторинга геосреды, физики и механики горных пород, оценки сейсмического и геологического риска и других научных направлений.

Издание рассчитано на студентов, аспирантов и специалистов по механике, геофизике и геологии.

Утверждено к печати
Ученым советом ФГБУН Научной станции
РАН в г. Бишкеке

С 1401030000-16
ISBN 978-9967-12-541-4

УДК 001
ББК 30.6

©ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке

©Международный научно-
исследовательский центр - геодинамический
полигон в г. Бишкеке

© Коллектив авторов, 2016

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ

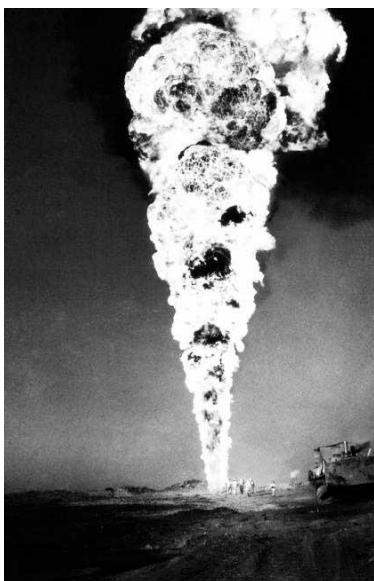
ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕНГИЗ)

Абаканов А.Т., Казаков Д.В., Нуржумаев Н.О., Жараспаев А.Ж., Данабаев А.Т.
тел.: 8(727)2694562; e-mail: dkazakov69@mail.ru
ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Казахстан

В данной статье мы попытались в очередной раз поднять проблему техногенной сейсмичности на одном из крупнейших нефтяных месторождений в мире – Тенгиз.

Разработка нефтяных и газовых месторождений, по своей сути, связана с изменениями естественного состояния геологической среды. Происходит изменение пластового давления в коллекторе, производится закачка воды и газа, которые приводят к изменению геологического строения месторождения. Такое воздействие сопровождается различными геодинамическими проявлениями, выраженными в активизации сейсмических процессов, изменениями рельефа (просадки или поднятие земной поверхности), которые могут привести к серьезным авариям, и в мировой практике эксплуатации месторождений имеется множество таких примеров. В частности, нам хорошо известны случаи разрушительных землетрясений, связанных с разработкой месторождений Газли (Узбекистан), Нефтегорск (Россия).

Проблема геодинамического риска, связанная с разработкой месторождения, уже неоднократно поднималась и в Казахстане. Для нашей страны добыча нефти и газа является очень значимой статьей дохода, при этом основная масса разведанных запасов нефти, более 90%, сосредоточена на крупнейших подсоловых месторождениях – Тенгиз, Кашаган, Карачаганак, Узень, Жетыбай, Жанажол, Каламкас, Кенкияк, Каражанбас, Кумколь, Северные Бузачи, Алибекмола, Центральная и Восточная Прорва, Кенбай, Королевское [1]. Сравнить эти месторождения по разведанным запасам, качеству нефти и т.д. мы не будем. Остановимся на одной особенности месторождения Тенгиз.



Данное месторождение характеризуется аномально высоким начальным пластовым давлением порядка 84 МПа, при этом, для сравнения: пластовое давление на месторождении Жанажол составляет 34 МПа [2].

Причем нефтяникам с этим пришлось столкнуться уже в начале разработки, когда в 1985 году на скважине № 37 произошла авария, результате которой 400 дней продолжался пожар (фото корреспондента Олега Свидина).

Согласно принятой технологической схеме эксплуатации, добыча нефти осуществляется без поддержания пластового давления по так называемому упруго-замкнутому режиму, и пластовое давление уже снизилось на 10 Мпа, и планируется его дальнейшее снижение [3]. Таким образом, получается, что возникновение опасных геодинамических проявлений было ожидаемым результатом при эксплуатации этого месторождения.

Уникальные особенности геолого-геофизического строения нефтяной залежи месторождения Тенгиз и планируемое очень сильное снижение пластового давления в нефтяной залежи вызывают необходимость осуществления

специфических исследовательских работ – проведение мониторинга по просадке поверхности и вызванной сейсмичности.

Так, в 1989–1990 годах Институтом сейсмологии АН Каз. ССР были начаты работы по сейсмическому мониторингу месторождения (рис. 1). Это был первый опыт наших ученых в проведении геодинамических исследований на месторождениях нефти и газа на территории Казахстана, которые были осуществлены на начальной стадии эксплуатации месторождения.

На месторождении был построен сейсмический полигон, установлена регистрирующая аппаратура и начаты мониторинговые наблюдения. Из-за событий связанных с распадом СССР, разрывом связей и отсутствием денег эта работа была прервана.

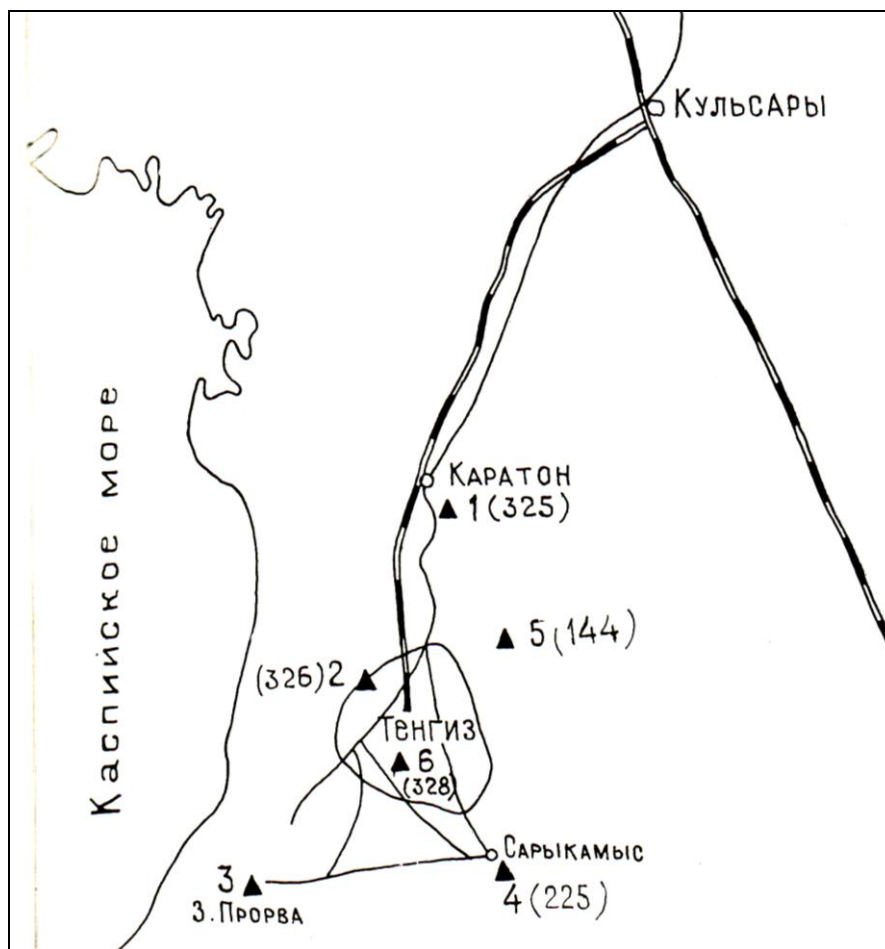


Рис. 1. Сеть сейсмических станций 1989-1990 гг. на месторождении Тенгиз.

Попытаемся проследить, как менялась сейсмическая обстановка на месторождении по времени. Так, по итогам работ, проведенным нашими учеными в 1990 году, на территории месторождения Тенгиз не было зафиксировано ни одного местного землетрясения [4].

В промежутке с 1995-96 по 2004 гг. работы по геодинамическому мониторингу, и в частности сейсмологическому, проводились на месторождении разными организациями, но эти результаты остаются недоступными для нас.

С 2004 г. на месторождении Тенгиз нашим Институтом на договорной основе с оператором (ТШО) проводились сейсмологические наблюдения. Была создана сеть сейсмических станций, приобретена современная аппаратура и начаты непрерывные наблюдения.

В результате проведенных за период 2004–2005 гг. сейсмологических наблюдений на Тенгизе нами было зафиксировано порядка 60 местных землетрясений (рис. 2.) с магнитудой

от $M \geq 0,5$ до 2,1, очаги которых располагались на глубине до 5 км, т.е. в эксплуатируемом пласте.

С появлением на территории Казахстана сети сейсмических станций, входящих в международную сеть по контролю за проведением ядерных испытаний, стало возможным получить информацию о произошедших землетрясениях в Прикаспийском регионе. Так, в каталоге Центра сбора и обработки ИГИ НЯЦ РК [5] данные, доступные для общественности, начинают поступать с 2006 г., а данные по интересующему нас району месторождения - с 2011 г.

За период с 2011 по 2015 гг. на данной территории было зафиксировано порядка 20 землетрясений магнитудой от 2,5 до 4,3 и глубиной очага 3-4 км. (рис. 3). Из этих землетрясений следует выделить ощутимое землетрясение с магнитудой 4,3, произошедшее 21 февраля 2011 года на территории месторождения Тенгиз и зарегистрированное сейсмическими станциями ГС РАН, ИГИ НЯЦ РК, EMSC, IDC [6].

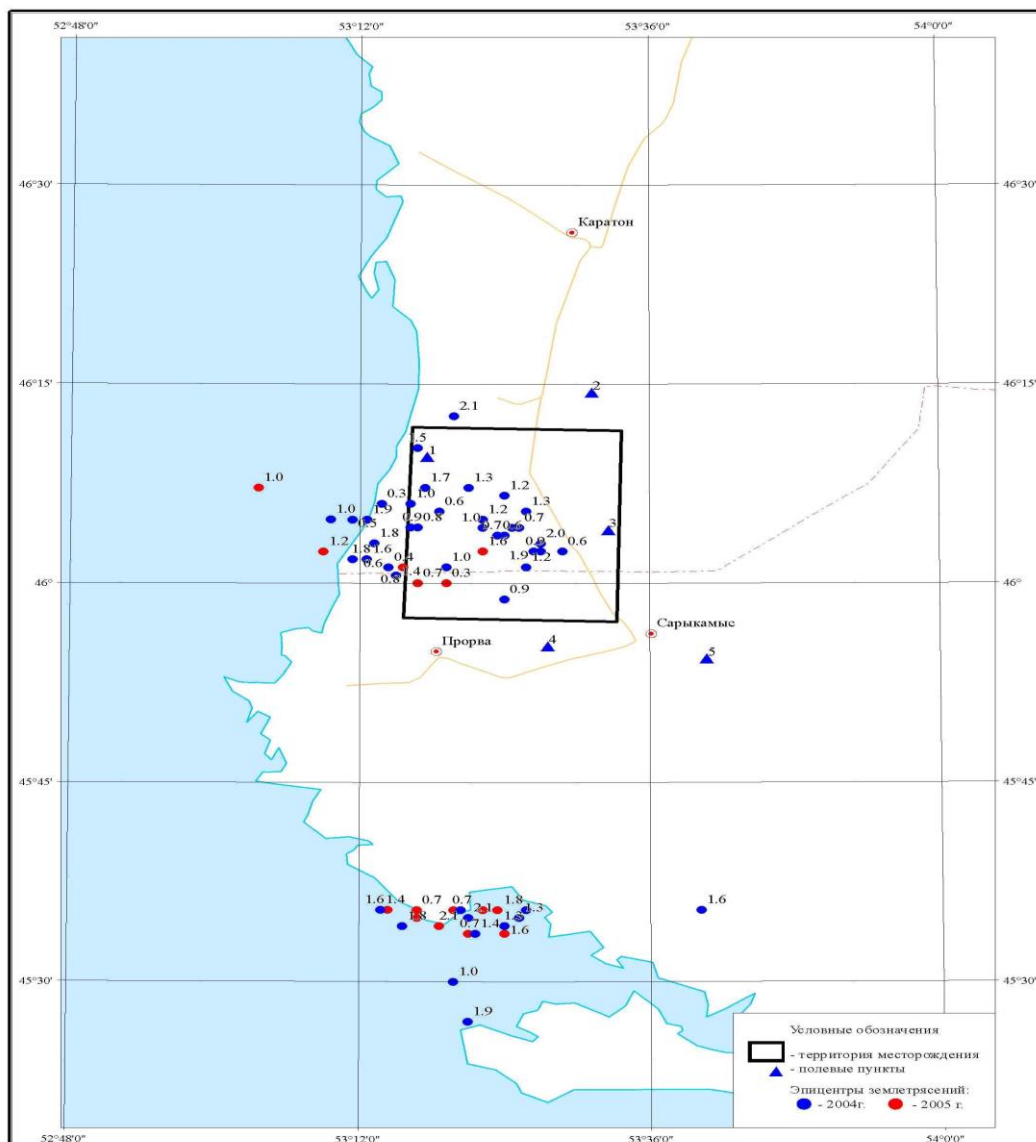


Рис. 2. Сейсмичность в районе месторождения Тенгиз по данным сейсмологического мониторинга за 2004-2005 гг.

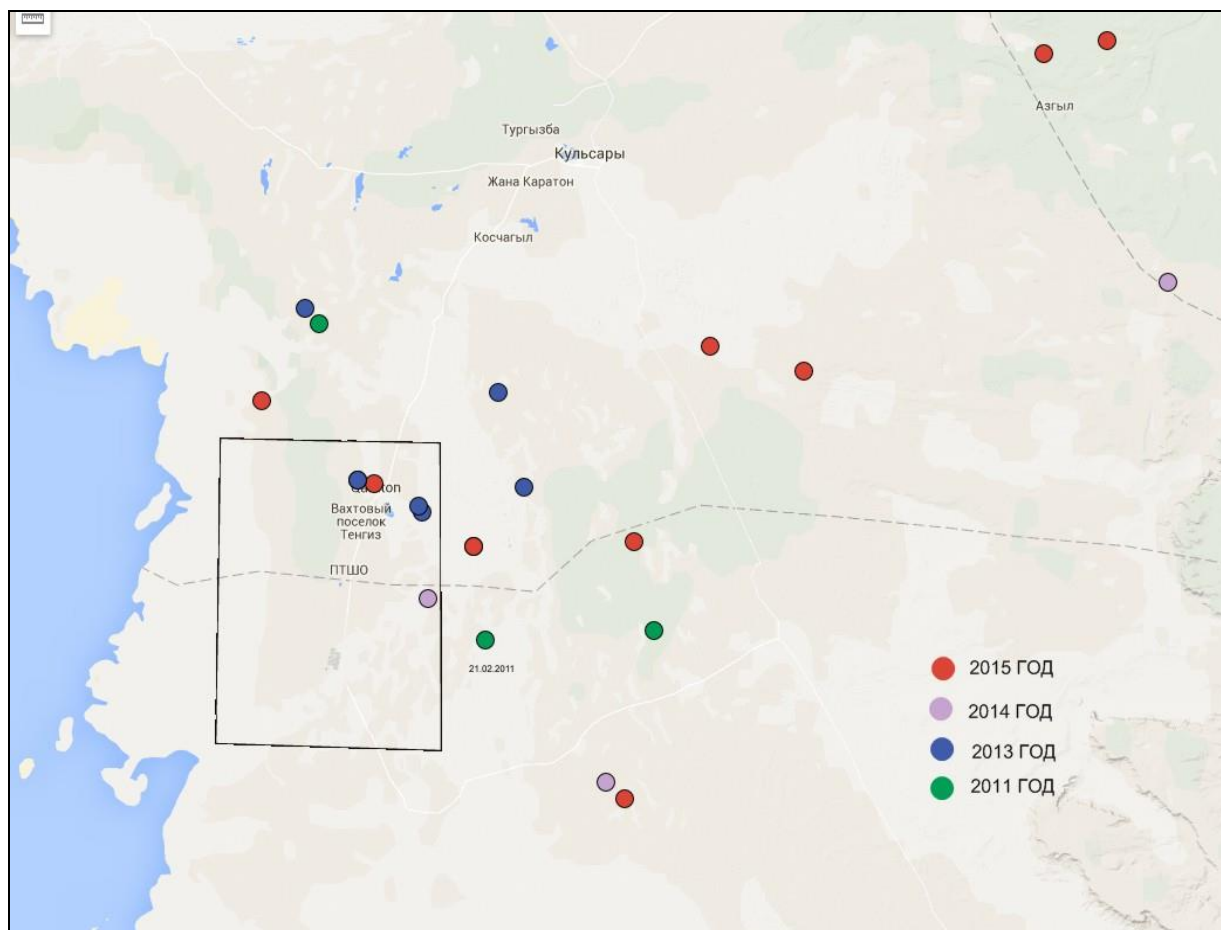


Рис. 3. Сейсмичность в районе расположения месторождения Тенгиз по данным ИГИ НЯЦ РК за 2011-2015 гг.

Необходимо заметить, что в каталогах различных сейсмологических центров не содержится информации о слабых сейсмических событиях с магнитудой менее 2.

Если посмотреть на объем добычи нефти на месторождении, то мы увидим, что в течение 2000–2007 годов он оставался на уровне 13–15 млн. тонн. С 2008 года начался резкий рост добычи и составил в этом году 17–18 млн. тонн. В течение 2009–2010 гг. добыча составила порядка 24–27 млн. тонн и сохраняется на этом уровне и теперь [7].

Провести анализ и сопоставить точные данные об объемах добытой нефти и сейсмичностью на месторождении Тенгиз по имеющимся у нас сведениям не представляется возможным. Но все же прослеживается тенденция к увеличению магнитуды землетрясений, связанная с ростом добычи. Если по данным мониторинга, проводимого на месторождении в 2004–2005 гг., преобладали землетрясения с магнитудой не более 2 при среднем объеме добытой нефти порядка 13–15 млн. тонн, то при увеличении добычи нефти до нынешнего уровня (24–27 млн. тонн) землетрясения с магнитудой выше 2,5 стали нормальным явлением.

В данное время мы сталкиваемся практически с полным отсутствием достоверной информации, полученной в результате проводимых на месторождении режимных наблюдений. Но, даже имея такие неполные и отрывистые данные, мы видим, что на Тенгизе присутствует техногенная сейсмическая активность, представляющая собой реальную угрозу и требующая к себе повышенного внимания не только нефтяников.

ЛИТЕРАТУРА

1. http://www.kmgep.kz/rus/about_kazakhstan/oil_and_gas_sector/

2. <http://geology.gov.kz/ru/presstsentr/informatsiya/spravochnik-mestorozhdenij-kazahstana/neftegazovye-mestorozhdeniya/item/тенгиз>
3. Технологическая схема разработки и технико-экономическое обоснование коэффициента извлечения нефти месторождения Тенгиз Каз. ССР // Отчет Гипрвостокнефть. Куйбышев. 1986.
4. Изучение сейсмического режима Тенгизского нефтяного месторождения // Отчет по хоздоговорной теме за 1989-90 гг. Институт сейсмологии АН Каз. ССР.
5. <http://www.kndc.kz/index.php/ru/sejsmicheskie-byulleteni/interactive-bulletin>
6. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В. Инструментальные параметры техногенного землетрясения в районе Тенгизского нефтегазового месторождения 21 февраля 2011 года // Вестник НЯЦ РК. Вып. 2. 2012.
7. <http://www.tengizchevroil.com/ru/media/documents>

О ТИПИЗАЦИИ И ПРОГНОЗЕ СЕЛЕВЫХ ГЕОРИСКОВ В КЫРГЫЗСТАНЕ

Абдрахманова Г.А.¹, Ерохин С.А.², Загинаев В.В.², Клименко Д.П.³, Гасанова А.Т.¹
 тел.: +996 312 541318; 0553911374; e-mail: g.abdrahmanova@caiaig.kg
 тел.: 0772305681; e-mail: erochin@list.rush
 тел.: 0555771434; e-mail: zagivit@mail.ru
 тел.: 0773831648; e-mail: denon2004@yandex.ru
 тел.: +996 312 541318, 0700136913; e-mail: al.gasanova@caiaig.kg

¹Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек, КР

²Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, г. Бишкек, КР

³Институт горного дела и горных технологий им. акад. У. Асаналиева, г. Бишкек, КР

В работе приводятся данные о селевой активности на территории Кыргызстана. Результаты исследований предназначены для учета при разработке Генерального плана защиты г. Бишкека и других населенных пунктов, расположенных на предгорной равнине в зоне риска, от селей дождевого и гляциального генезисов в условиях глобального потепления климата в 21-м веке. Рекомендуется проводить систематически митигационные действия по очистке арычной сети, селеотводных каналов, берегоукрепительных работ.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что глобальное изменение климата трансформируется и проявляется активностью селей на территории Кыргызстана [1-4].

Кыргызстан ежегодно в весенний и осенний сезоны подвержен разрушительным воздействиям паводковых процессов, половодий, что вызывает активизацию селей различного генезиса, в зависимости типов их питания: 1) ледниково-снеговых; 2) снегово-ледниковых; 3) снеговых [1-4].

Территория Кыргызского Тянь-Шаня является селеопасной, здесь насчитывается более 3100 селевых рек, распределенных по бассейнам рек следующим образом: р. Нарын – 789, р. Кара-Дарья – 666, р. Чу – 479, озеро Иссык-Куль – 375, р. Талас – 254.

Сели современные и палеоселевые процессы тесно связаны с накоплением снеговых запасов в высокогорной зоне в зимний период, с повышением температуры, приводящей к весенним снеготаяниям и выпадению ливневых дождей в весеннее и летнее время, и с прорывами высокогорных озер.

Населенные пункты в горных странах размещены непосредственно вблизи селе- и паводковоопасных русел горных рек. Главными факторами, определяющими селевую активность, являются климат, геологические и геоморфологические характеристики бассейнов рек. Селевая опасность возникает при приближении расхода воды в реке к

критическому значению или при превышении пропускной способности русла возле защищаемого объекта.

В эпохи оледенений селевая активность резко уменьшается, и они, как правило, не выходят за пределы горных долин. Прорыв водоемов с расходами, превышающими критические значения, приводит к формированию селей гляциального генезиса, способных отлагать материалы селевых потоков на поверхности конусов выноса.

Главную роль в процессе выноса наносов на конусы выноса из высокогорной и среднегорной зон играют селевые потоки дождевого генезиса, которые переносят по селевому руслу как каменный материал, так и в виде грязевых потоков лессовые грунты.

Высокая селевая активность дождевого генезиса обусловлена вовлечением в процессы селеобразования относительно больших площадей со значительными уклонами, ранее покрытых снегом и льдом; выпадением осадков в жидком виде там, где ранее они выпадали в виде снега, снежной крупы и града; наличием огромных запасов рыхлообломочных пород, накопленных в ледниковые эпохи в виде морен.

Климат 20-го века благоприятствовал деградации оледенения в Кыргызском Тянь-Шане, образованию, развитию и прорыву высокогорных озер моренно-ледниковых комплексов, вызывающих катастрофические сели гляциального генезиса, а также образованию мощных селей дождевого генезиса с повторяемостью 5–10 лет практически во многих речных бассейнах Кыргызстана.

Сопоставление объемов конусов выноса рек, характеризующих селевую активность бассейнов, с объемами селехранилищ, созданных для защиты населенных пунктов, свидетельствует о несоответствии степени защищенности населенных пунктов от реальных угроз, создаваемых селями из высокогорной зоны в условиях климата 21-го века.

При непринятии своевременных мер на порядки возрастет селевая активность низкогорной зоны междуречий, что приведет к трансформации холмисто-увалистого рельефа, покрытого в настоящее время травянисто-кустарниковой растительностью, в бедленды. Селевыми отложениями будут перекрыты большие пространства предгорной равнины – основы сельскохозяйственного производства.

Увеличение температуры воздуха на 2–3 °С может уже в первой половине 21-го века привести к увеличению селевой активности на Тянь-Шане в десятки раз. Это необходимо учитывать при планировании дальнейшего развития хозяйственных механизмов на территориях, подверженных прямому и косвенному воздействию катастрофических селей. Резкая активизация селей дождевого генезиса может наступить уже к середине 21-го века, когда температура воздуха, согласно сценариям изменения климата, увеличится на 1,5–4,5 °С. Для роста повторяемости катастрофических селей дождевого генезиса в десятки раз достаточно повышения температуры воздуха на 2–3 °С.

Полномасштабное и своевременное внедрение рекомендаций по защите г. Бишкека от селей дождевого генезиса уже в ближайшие десятилетия позволит избежать ущерба, исчисляемого миллионами долларов, а также гибели тысяч людей.

Повышенный сток, 121-171% от нормы, характерен для рек: Жыргалан, Чон Ак-Суу, Аламедин, Ала-Арча, Сокулук, Узун-Акмат, Чычкан, Куршаб, Араван-Сай, Шахимардан и Кызыл-Суу. Пониженный сток, 40-76% от нормы, наблюдался на реках Яссы, Донгуз-Тоо и Ак-Буура [1, 2]. Геориски от селей и паводков вызывают чрезвычайные ситуации соответственно по областям: в Джалал-Абадской (35%), Ошской (24%), Баткенской (23%), а в Таласской, Чуйской, Иссык-Кульской областях от 6% до 4% [1-3].

На рисунке 1 представлена «Карта типизации селевых георисков на территории Кыргызстана», где выделены области формирования селей: синим цветом – гляциальные; светло-желтым – смешанные (снего-дождевые); розовым – ливневые; темно желтым – области рассеяния и аккумуляции селей; светло-зеленым – области, подвергаемые селевой деятельности. Штриховками показаны частоты прохождения селей: 1 и более раз в год (горизонтальная штриховка); 1 раз в год (перекрещивающиеся линии); 1 раз в 2 года и более

(вертикальные линии); 1 раз в 3-5 лет (косые линии) и 1 раз в 6-10 лет (кирпичная штриховка).

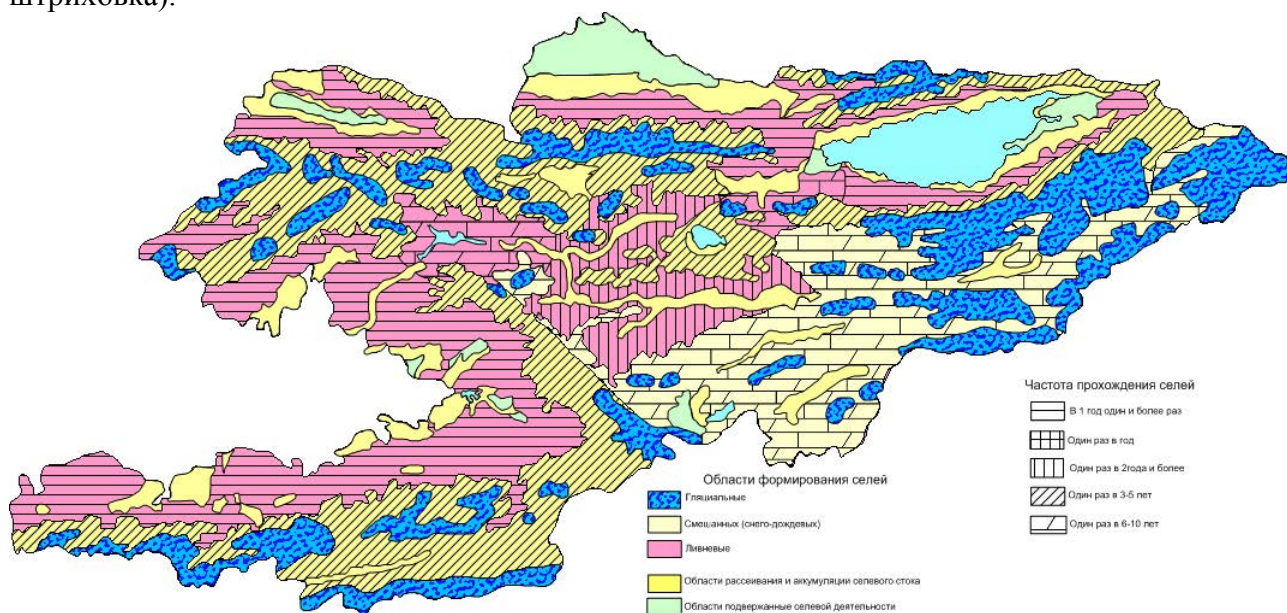


Рис. 1. Карта типизации и прогноза селевых георисков на территории Кыргызстана.

Для заблаговременного предупреждения об опасности развития селей следует осуществлять мониторинг расхода воды в выбранном створе русла реки, расположенном выше по течению относительно защищаемого объекта.

На северном склоне Киргизского хребта наиболее опасные селевые очаги образовались в долинах рек Ала-Арча, Сокулук, Нооруз, Аламедин. В этих долинах возможно формирование мощных селевых потоков после ливневых дождей и прорывов горных озер.

Все селесборы по селевой активности и вероятности формирования селей разделяются на 4 типа, параметры каждого из них приведены в таблице 1 [4].

Таблица 1.

Тип селесборов	Количество селесборов	Селевая активность, в баллах	Вероятность формирования селей, в %	Представительные селесборы
Очень опасные	7	18-23	75-92	Адыгене, Аксай, Тезтор, Кашкасу, Топкарагай, Джиндысу
Весьма опасные	12	12-17	50-71	А14, А5, Муратсай, Кадырберды, Текетор, Карагайбулак
Опасные	13	9-11	38-46	Шорсу, Арчалы, Барбулак, Оорусай
Менее опасные	22	6-8	25-33	Мелкие саи и ложбины

Селевые потоки первого типа, из очень опасных селесборов, могут перекрыть русло реки Ала-Арча плотиной. Её прорыв станет причиной мощного паводка, расходом до 70-100 м³/сек, с катастрофическими последствиями для жителей долины.

Селевые потоки второго и третьего типа, при максимальной мощности своих проявлений, могут сформировать по реке Ала-Арча паводки расходом до 30-40 м³/сек.

Такие паводки несут некоторую угрозу линиям коммуникаций и неосторожным жителям прибрежных участков.

Селевые потоки четвертого типа угрожают хозяйственным и жилым строениям в устьях мелких и средних саев и ложбин, в предгорной зоне долины реки Ала-арча [4].

В таблице 1 приведены «Представительные селесборы по степени селевой опасности и их классификационные показатели и характеристики» [4].

Выводы

1. Выявлены особенности сохранности лессовых формаций в пределах разновозрастных конусов выноса Тянь-Шаня, расположенных на предгорной равнине, исследование которых позволит оценить палеоселевую активность.
2. Результаты исследований предназначены для учета защиты населенных пунктов, расположенных на предгорной равнине в зоне риска, от селей дождевого и гляциального генезисов в условиях глобального потепления климата в 21-ом веке.
3. Рекомендуются систематически проводить митигационные действия по очистке арычной сети, селеотводных каналов, берегоукрепительные работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Порядок определения зон паводкового и селевого поражения при прорывах горных озер на территории Кыргызской Республики. СП КР 22-102:2001 / С.А. Ерохин, Ш.Э. Усупаев, Б.Д. Молдобеков и др. Бишкек. 2001. 17 с.
2. Усупаев Ш.Э., Абдрахманова Г.А., Узакова Ш.Н., Бердалиева Г., Смайылова А., Мазымканова А. ИГН карты и модели оценки георисков от селей и прорывоопасных горных озер на примере территорий Кыргызстана и Таджикистана // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: материалы Второй конференции, посвященной 100-летию со дня рождения С.М. Флейшмана, МГУ. Москва. 2012.
3. Яфязова Р.К. Новый способ оценки селевой активности (на примере северного склона Заилийского Алатау) // Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем: материалы Международной конференции. Алматы. 2000. С. 220–223.
4. Усупаев Ш.Э., Ерохин С.А., Узакова Ш.Н., Абдрахманова Г.А. Геориски от селевых потоков в Кыргызстане и Таджикистане // Известия Кыргызского государственного технического университета им. И. Раззакова. № 33. Материалы международной конференции: Современное состояние и перспективы развития горнодобывающей отрасли, посвященная к 80-летию акад. У. Асаналиева. Бишкек: Текник. 2014. С. 461-464.

К ВОПРОСУ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ЗОН В СВЯЗИ С ЯВЛЕНИЯМИ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА

Абдуллаев Д.Р., Умурзаков Р.А.

тел.: +99890 6159779, +998977501854; e-mail: umrah@mail.ru

Ташкентский государственный технический университет имени Абу Райхана Беруни,
г.Ташкент, Республика Узбекистан

В современных условиях развития нефтегазовой промышленности с целью повышения эффективности дорогостоящих геологоразведочных работ на углеводородное сырье актуальным является совершенствование и разработка новых методов поиска и разведки месторождений нефти и газа. За последние 10-15 лет в Узбекистане под

руководством Абидова А.А. получили развитие новые представления о генезисе углеводородов (УВ) и их местоскоплений на так называемой «микстгенетической» основе.

Этот термин был предложен [1, 2] для обозначения нового представления о генезисе УВ, сочетающего в себе элементы и органической, и неорганической теорий происхождения УВ. Термин образован сочетанием двух слов: «микст» (от англ. mixed, лат. mixtus) - смешанный и «...ген» (genos - род; происхождение) [3] – и можно считать, обозначающим дословно «смешанное происхождение» УВ.

При этом сохраняется роль осадочных бассейнов как наиболее благоприятной вмещающей геологической среды нефтегазообразования с их особыми термобарическими условиями и каналами глубинного теплопереноса (ГТМП). А система химических реакций микстгенетического образования УВ соответствует процессу разложения органического вещества под воздействием потоков глубинных флюидов. Таким образом, при таком подходе особое значение приобретает обнаружение и изучение особенностей глубинного строения каналов ГТМП. По определению Абидова А.А. с коллегами [1], «каналами ГТМП были названы структурные элементы, по которым происходят процессы глубинного теплопереноса».

Глубинный теплоперенос обуславливает изменения электрической проводимости каналов ГТМП, вызывая «солитонный» эффект. Когда речь идет о «геосолитоне» - следует иметь в виду, что обозначаются изменения физических параметров, обусловленных процессом ГТМП; когда же речь идет о «струйных ореолах рассеяния» - здесь обозначается процесс, ничем не отличающийся от глубинного теплопереноса по каналам, представленным в виде «субвертикальных проницаемых зон». Исходя из этого, можно заключить, что термин «канал глубинного теплопереноса» в любом случае более универсален и вполне годен для обозначения геодинамической структуры, по которому происходит квазиконвективный механизм переноса тепла из глубинных недр Земли.

В этих аномальных зонах следует изучить особенности параметров электрического поля, гравитационного поля, магнитных аномалий, особенностей распространения сейсмических волн и изменений сейсмогеологических параметров среды на глубину, показателей радиоактивности и др.

Сопоставление геотермических условий и направленности деформационных процессов в консолидированной коре показало, что большинство аномальных участков представляются в зонах растяжений со сдвигом, приуроченных в основном к узлам пересечения глубинных разломов [1, 2]. В этих участках значение плотности теплового потока составляет 80-100 мВт/м² и более. Для тектонически стабильных регионов в пределах континентов и океанов среднее фоновое значение теплового потока определяется значением около 50 мВт/м². Сравнение с этим фоновым значением помогает оценить уровень аномалий и их природу - проводить интерпретацию глобальных и региональных глубинных (мантийных) и промежуточных (внутрикоровых) геотермических аномалий. Древние палеозойские структуры, активизированные на новейшем этапе, характеризуются значениями теплового потока 70-100 мВт/м², а в некоторых районах - более 100 мВт/м².

По данным исследователей высокие значения плотности аномальных зон могут быть обусловлены наличием зон частичного плавления в пределах верхней коры. Другие аномальные зоны с меньшими значениями плотности теплового потока могут быть обусловлены теплопереносом по проницаемым зонам разрывных нарушений в земной коре [1, 2].

Бембель Р.М. и др. [7], Велиев Г.О. [8] утверждают, что глубинная дегазация обязательно сопровождается электромагнитным излучением, которое происходит по субвертикальным каналам. В местах выхода энергетических вихрей (геосолитонов) преобладает вертикальная составляющая МТ-поля, а горизонтальные электрические составляющие, напротив, минимальны. Поэтому эти места уверенно картируются методом МТЗ. Полевыми исследованиями МТЗ зафиксировано несколько субвертикальных аномальных зон проводимостей, простирающихся на большие глубины (более 10000 м).

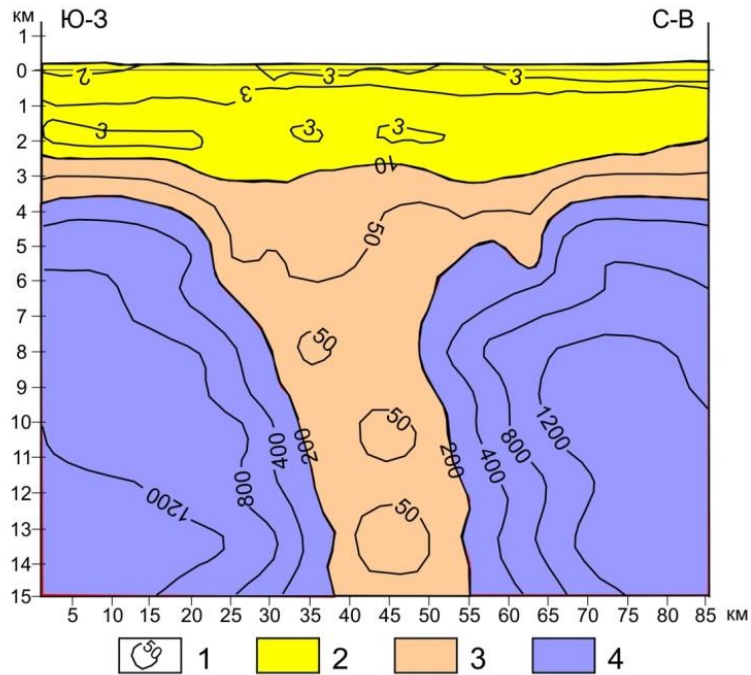


Рис. 1. Изменения кажущегося электрического сопротивления по глубине в зоне проявления геотермической аномалии на участках Шимолий Алат и Чагакуль (по Юлдашеву Г.Ю., 2014, с упрощениями).

Условные обозначения: 1 - изолинии кажущегося электрического сопротивления; 2-4 – зоны с различным значением кажущегося электрического сопротивления: 2 – 1-10 Ом*м; 3 – 10-200 Ом*м; 4 – 200-1200 и более Ом*м.

В Бухаро-Хивинском нефтегазоносном регионе, в зонах проявления геотермических аномалий сотрудниками АО «ИГИРНИГМ» совместно со специалистами компании «Феникс» (Канада) были выполнены электроразведочные наблюдения методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). При этом использовалась аппаратура MTU-5 (SYSTEM 2000). Работы велись в рамках международного проекта «Палеорифт» (2005). Глубина исследования достигала 15 км. Основными результатами работ стали полученные геоэлектрические разрезы вдоль профилей (Р-I, Р-II, Р-III). В результате исследований получены данные о глубинном строении этого региона.

В качестве примера приводится упрощённый фрагмент геоэлектрического разреза по профилю Р-II, который пересекает площади Шимолий Алат и Чагакуль (рис. 1). Анализ этого и других материалов показал, что в геоэлектрических разрезах 2D-инверсии МТ-поля наблюдается следующая закономерность.

Верхняя часть разреза до глубин порядка 2-2,5 км характеризуется величиной кажущегося электрического сопротивления от 1 до 10 Ом*м. На рисунке 1 в разрезе эта зона показана жёлтым цветом (в серых тонах она выглядит более светлой). Ниже, до глубин 3-4 км наблюдается зона кажущихся электрических сопротивлений от 10-50 до 200 Ом*м. Эта зона имеет мощность около 1,5 км в ЮЗ и СВ части площади и в средней части уходит «воронкой» вниз, достигая глубин 15 и более километров. Ширина суженной части имеет 15–20 км в поперечнике. Эта субвертикальная проводящая зона начинает отчётливо прослеживаться с глубины 4000 м.

В геологическом разрезе глубинные слои представляются высокоомными породами палеозоя. Наличие субвертикальной проводящей аномальной зоны может свидетельствовать о некоторых особых условиях, которые связываются с проявлением здесь канала ГТМП. Как было отмечено выше, механизм их возникновения можно связать с восходящими флюидопотоками, приводящими к изменению физических свойств осадочных пород. Такое

эпигенетическое изменения пород под действием УВ в околозалежном пространстве определяет возникновение «ореолов» повышенных сопротивлений. В осадочном чехле область влияния залежей углеводородов проявляется в увеличении сопротивления в зонах потока углеводородов вплоть до земной поверхности.

Таким образом, результаты анализа данных по глубинному строению зон геотермических аномалий показывают следующее:

1. В качестве основных геофизических параметров глубинного строения аномальных зон теплового потока служат данные о кажущемся электрическом сопротивлении, полученные методом МТЗ. Вероятные каналы ГТМП отчётливо прослеживаются по зонам пониженных сопротивлений в высокоомной среде.

2. В глубинном строении аномальных геотермических зон участков Шаркий Алат и Чагакуль Бухаро-Хивинского НГР, по данным МТЗ, отмечаются три основных горизонта: верхний - до глубин 2-2,5 км, с кажущимся сопротивлением от 1 до 10 Ом*м; средний - от 2,5 до 3,5-4,0 км, с кажущимся электрическим сопротивлением от 10 до 200 Ом*м, и нижний - от 200 до 1200 Ом*м и более.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абидов А.А. Генезис нефти и газа и методика поисков их местоскоплений. Ташкент: Фан. 2010. 258 с.
2. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г. Принципиальная модель микстгенетической схемы природного синтеза углеводородов // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 3.
3. Словарь иностранных слов. М.: Русский язык. 1979. 624 с.
4. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г., Поликарпов А.А. и др. Поисковые критерии локальных скоплений нефти и газа с позиции миксгенетической схемы природного синтеза углеводородов // Узбекский журнал нефти и газа. 2004. № 3. С. 6-12.
5. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.
6. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе. 1983. 246 с.
7. Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель С.Р. Геосолитоны: функциональная система Земли, концепция разведки и разработки месторождений углеводородов. Тюмень: Вектор Бук. 2003. 224 с.
8. Велиев Г.О. Геодинамическая активность земных недр и ее влияние на нефтегазоносность разреза // Геофизика. № 5. 2002. С. 57-59.

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ ЗАВИСИМОСТИ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ (ΔT) ЗЕМНОЙ КОРЫ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Абдусаломов Х.А., Махмудов А.Б., Умурзаков Р.А.

тел.: +998977115891, +998977501854; e-mail: st_ngf@mail.ru, umrah@mail.ru

Ташкентский государственный технический университет имени Абу Райхана Беруни, г. Ташкент, Республика Узбекистан

В настоящее время изучению и анализу данных геотермического поля уделяется большое внимание. Это связано с появлением новых представлений об условиях формирования скоплений углеводородов (УВ), определяемых явлениями дегазации и глубинным тепломассопереносом (ГТМП) [1]. Исследования по изучению геохимических параметров в пределах повышенных зон теплового поля показали, что они характеризуются

наличием повышенной концентрации ювенильных газов. А они имеют глубинную природу. Это обстоятельство позволяет считать [2, 3] их признаками обнаружения мест скоплений УВ, и на этом представлении основаны разрабатываемые новые поисково-разведочные методы [4, 5]. В связи с этим изучение зависимости показателей повышенных значений теплового потока с другими геофизическими показателями земной коры представляет особый интерес.

Целью наших исследований было выявление зависимости между значениями аномалий магнитного поля (ΔT) и плотностью теплового потока для Сурхандарьинской впадины, которая с юго-востока примыкает к юго-западным отрогам Гиссара. Для этого нами было выполнено изучение особенностей показателя теплового потока, выполнен сбор и анализ материалов по тепловому полю и магнитным аномалиям изучаемой территории; полученная информация оцифрована и подвергнута статистической обработке.

Тепловой поток является одним из основных параметров, отражающих тектоническую активность Земли, является показателем потери внутреннего тепла. Вынос тепловой энергии из недр происходит в различных видах – магмой, гидротермами, проникновением газов сквозь проницаемые участки коры и др. Часть тепловой энергии от конвективного потока расходуется на формирование тектонической структуры, движения и деформацию среды, переходя в механическую энергию перемещения, в том числе и сейсмическую энергию. Вместе с тем было установлено, что эта часть энергии намного меньше той, которая уходит через поверхность Земли – примерно на два порядка или в двести раз [6]. Это говорит о довольно значительном объеме тепловой энергии, проникающей сквозь геологическую среду. Вынос тепла сопровождается вместе с движением вещества. Конвективный теплоперенос имеет огромные масштабы, и бытует мнение, что вынос вещества пропорционален выносу тепла. Об этом свидетельствуют и размах конвективных течений, способствующих раздвижению, сдвигению крупных тектонических блоков литосферы и складкообразованию. Значение информации по геотермическому режиму Земли для изучения тектонодинамических особенностей регионов трудно переоценить.

Геотермическое поле в пределах Средней Азии изучалось Ю.Н. Зуевым, Ф.Н. Юдахиним, Ю.Г. Шварцманом, А.А. Поликарповым и др. Первая карта геотермических градиентов в осадочном покрове была составлена Ю.Н. Зуевым (1966) для Приташкентского района и Ферганской впадины. Впоследствии исследования в этом направлении позволили Ю.Н. Зуеву совместно с А.А. Поликарповым (1976) построить карту распределения теплового потока почти всей территории Средней Азии (в масштабе 1:2 500 000).

Геотермические исследования, направленные на выделение и изучение тепловых аномалий в связи с изучением каналов глубинного теплопереноса (ГТМП), начались после 1994-95 гг. (А.А.Абидов, Ф.Г.Долгополов, А.А.Поликарпов, 1997, 1998, 2001 гг.). В результате этих исследований были составлены карты распределения плотности теплового потока Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, Сурхандарьинской мегасинклинали и других областей Узбекистана.

Для изучения количественной связи аномалий теплового поля с магнитными аномалиями (ΔT) мы воспользовались аппаратом дисперсионного анализа, который позволяет выявить силу влияния отдельных факторов на изучаемый показатель [7]. Он позволяет установить, оказывает ли влияние качественный или количественный фактор, имеющий различные уровни градации, на изучаемую величину. При дисперсионном анализе, оценка силы влияния фактора на результативный признак основана на изучении отношения «факторной» (или факториальной) дисперсии, порождаемой воздействием фактора, к «остаточной дисперсии», обусловленной случайными причинами [7]. Если различие между факторной и случайной дисперсией будет значимым, то делается вывод, что фактор оказывает существенное влияние на результативный признак. Тогда и средние значения на каждом уровне в группах будут отличаться значимо. Можно также оценить какой из изучаемых уровней оказывает наибольшее воздействие на изменение значений

результативного признака. Кроме того, дисперсионный анализ применяется и тогда, когда нужно установить однородность нескольких выборочных совокупностей [7].

В качестве исходных были использованы опубликованные данные и картографические материалы по плотности теплового потока (А.А. Поликарпова, Ф.Г. Долгополова и др.). Для каждой градации фактора (теплового потока) со значениями 20-40, 40-60 и 60-80 мВт/м² по Сурхандарьинской впадине были отобраны значения магнитных аномалий (ΔT). Для этого была использована более ранняя Карта магнитных аномалий (ΔT) (редактор Б.Б. Тальвирский, масштаб 1:1 000 000, 1970 г.), на которой изолинии были представлены детальнее. Она была предварительно оцифрована по сетке географических координат с шагом 3' x 3' (что соответствует на местности площади около 4,37x5,71 км). В центры этих площадок были вписаны осреднённые значения магнитных аномалий. Для каждой градации плотности теплового потока отобраны значения магнитных аномалий и произведён расчёт статистических характеристик: средних значений, среднеквадратических отклонений и дисперсий (табл. 1).

Таблица 1. Статистические характеристики аномалий магнитного поля в зонах с различной градацией плотности теплового потока для Сурхандарьинской впадины

Градация теплового потока (мВт/м ²)	Объём выборки n_i для ΔT	Среднее значение $\Delta T_{ср_i}$, мЭ	Дисперсия σ^2_i
20-40	381	-0,28	0,2899
40-60	312	-0,67	0,2530
60-80	45	-1,11	0,0877
	738	-0,495	0,567

Из таблицы 1 видно, что для Сурхандарьинского региона при значениях плотности теплового потока 20-40 мВт/м² среднее значение аномалии магнитного поля (ΔT) составляет -0,28 мЭ (миллиэрстед). При повышении плотности до 40-60 мВт/м² наблюдается понижение значений аномалии магнитного поля до -0,67 мЭ. При значениях плотности теплового потока 60-80 мВт/м² аномалии магнитного поля приобретают значения -1.11 мЭ. По величине дисперсии можно видеть, что разброс значений вокруг средних постепенно снижается, свидетельствуя о «локализации» и усилении связи между показателями. В таблице 2 приводятся результаты расчётов факториальных, случайных и общих дисперсий при однофакторном дисперсионном анализе для Сурхандарьинской впадины.

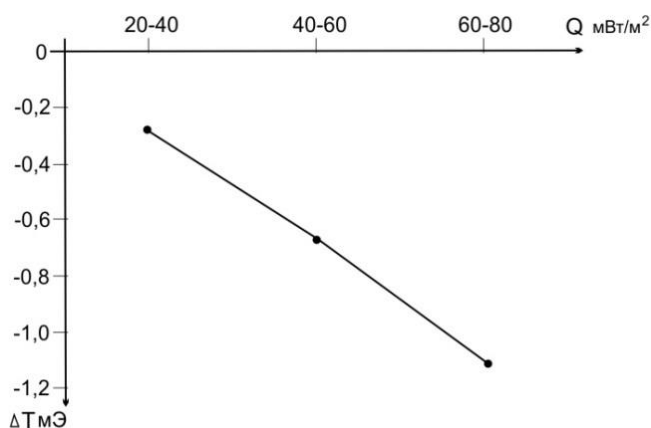


Рис. 1. График изменения значений магнитных аномалий (ΔT) при различных градациях плотности теплового потока (Q) в Сурхандарьинской впадине.

Таблица 2

Дисперсионный анализ влияния различных градаций плотности теплового потока (фактора) на значения аномалий магнитного поля (ΔT) (результативный признак) для Сурхандарьинского региона

	Градации плотности теплового потока (мВт/м ²) ($r = 3$)			Общие по площади исследований
	20-40	40-60	60-80	
Кол-во наблюдений (n_i)	381	312	45	$N = n_1 + n_2 + n_3$ 738
Сумма наблюденных значений ($\sum \Delta T_i$)	-107,97	-210,00	-49,83	$\sum \sum \Delta T_i$ -367,80
$H_i = \frac{(\sum \Delta T)^2}{n}$	30,60	141,35	55,18	$\sum H_i$ 227,12
Сумма квадратов наблюденных значений $\sum \Delta T^2$	140,76	220,04	58,04	$\sum (\sum \Delta T_i^2)$ 418,84
Средняя арифметическая ($\Delta T_{\text{ср}}$)	-0,28	-0,67	-1,11	$\Delta T_{\text{общ ср}}$ -0,50
$H_{\Sigma} = \frac{\sum \Delta T^2}{N} = 183,30$				
Факториальная дисперсия $C_x = \sum H_i - H_{\Sigma} = 43,82$				
Случайная дисперсия $C_z = \sum (\sum \Delta T_i^2) - \sum H_i = 191,72$				
Общая дисперсия $C_y = \sum (\sum \Delta T_i^2) - H_{\Sigma} = 235,54$				
Факториальная варианса: $\delta_x^2 = \frac{C_x}{r-1} = 21,91$			Случайная варианса: $\delta_z^2 = \frac{C_z}{N-r} = 0,26$	
Сила влияния фактора: $\eta_x^2 = \frac{C_x}{C_y} = 0,19$				
Ошибка его определения: $m_{\eta_x^2} = (1 - \eta_x^2) \frac{r-1}{N-r} = 0,0022$				
Достоверность влияния фактора :				
по формуле $\Phi = \frac{\eta_x^2}{m_{\eta_x^2}} = 84,00$				
по формуле $F = \frac{\delta_x^2}{\delta_z^2} = 84,00$				
при степенях свободы $\gamma_1 = r - 1 = 2$; $\gamma_2 = N - r = 735$ стандартные значения критерия Фишера (F_{st}) принимают значения 8,5 26,1 123,5 соответствующие порогам вероятностных прогнозов $\{\beta_1 = 0,95; \beta_2 = 0,99; \beta_3 = 0,999\}$. Расчётное значение критерия (84,00) значительно превышает стандартное значение на уровне порога (26,1) значимости вероятностных прогнозов ($\beta_2 = 0,99$).				
Доверительные границы при пересчёте на генеральную совокупность:				
$\Delta = F_{st} * m_{\eta_x^2} = 0,02$ (при $\beta = 0,95$)				
$\eta_{x_{\text{ген}}}^2 = \eta_x^2 \mp \Delta = 0,17 \div 0,20$.				
В пересчёте на генеральную совокупность влияние фактора находится в пределах от 17 до 20 % от суммы всех влияющих факторов.				

Как видно из таблицы, сила влияния изучаемого фактора составляет 19 %, а в пересчёте на генеральную совокупность имеет пределы от 17 до 20 % на пороге 0,95 вероятностных прогнозов. Это обстоятельство позволяет считать, что фактор теплового потока оказывает влияние до 20 %, на долю же остальной суммы воздействующих факторов приходится 80 %. Если учесть многообразие существующих факторов, то это влияние весьма существенное.

На рисунке 1 приводится график зависимости значений аномалий магнитного поля от различных градаций плотности теплового потока. В данном случае эта зависимость имеет линейный характер ($y = ax + b$), где коэффициенты a и b могут быть легко найдены.

Таким образом, в результате выполненных исследований можно отметить следующее:

1) в пределах Сурхандарьинской мегасинклинали между значениями плотности теплового потока и величиной магнитных аномалий (ΔT) наблюдается обратная линейная связь: при повышении плотности теплового потока наблюдаются уменьшение значений магнитных аномалий;

2) в пересчёте на генеральную совокупность влияние фактора теплового потока на величину магнитных аномалий (ΔT) составляет в Сурхандарьинской впадине от 17 до 20 %, влияние суммы всех других факторов составляет около 80 %.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ // Материалы международной конференции (г. Москва, май 2002 г.). Москва. 2002.
2. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г., Поликарпов А.А. Роль процесса глубинного тепломассопереноса в формировании и размещении месторождений нефти и газа на территории Узбекистана // Узбекский геологический журнал. 1997. № 5. С. 60-65.
3. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г. Принципиальная модель микстгенетической схемы природного синтеза углеводородов // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 3.
4. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г., Поликарпов А.А. и др. Поисковые критерии локальных скоплений нефти и газа с позиции микстгенетической схемы природного синтеза углеводородов // Узбекский журнал нефти и газа. 2004. № 3. С. 6-12.
5. Абидов А.А. Генезис нефти и газа и методика поисков их местоскоплений. Ташкент: Фан. 2010. 258 с.
6. Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир. 1978. 171 с.
7. Плохинский Н.А. Биометрия. М.: Изд-во МГУ. 1970. 368 с.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОНОМИЯ КАДАСТРИЗАЦИИ И ТИПИЗАЦИИ ГЕОРИСКОВ ОТ ОПОЛЗНЕЙ В ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЕ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Абдыбачаев У.А., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Ормуков Ч., Коноков Т.
тел.: +996 312 571109; 0555385927; e-mail: u.abdybachaev@caiaq.kg
тел.: +996 312 555775; 0555888032; e-mail: sh.usupaev@caiaq.kg
тел.: +996 312 515362; 0779616707; e-mail: ch.ormukov@caiaq.kg
тел.: +996 312 515362; 0550648882; e-mail: t.konokov@caiaq.kg

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек,
Кыргызская Республика

В работе приводятся результаты исследований оползнеопасных склонов, которые занимают до 18% площади Кыргызской Республики. При этом северо-восточнее Таласо-Ферганского разлома распространены до 7%, а на юго-западе от разлома находятся оставшиеся 11% оползнеопасных территорий. Оползневые склоны гор занимают по административным областям следующие площади: в Нарынской – 5%, Жалал-Абадской – 5%, Ошской – 4%, Баткенской – 2%, Иссык-Кульской – 1,5%, Чуйской – 1%, Таласской – 0,5%. В зоне возможного поражения оползнями различной категории опасности находится не менее 300 населенных пунктов.

К наиболее активными по проявлениям оползней являются следующие годы: 1953-1954, 1969, 1978-79, 1988, 1994, 1998, 2002- 2004, 2006, 2009, 2013 годы.

На основе комплексных полевых исследований с использованием дистанционных и наземных методов, осуществлена каталогизация оползней по категориям опасности для административных районов южных областей Кыргызстана. На репрезентативных участках осуществлено зондирование методом микросейсм оползнеопасного склона вблизи с. Тайгараева (для оценки строения оползневого склона). Составлена «Карта-схема инженерно-геономической типизации оползневых склонов территории Кыргызстана».

Оползни формируются как закономерная, последовательная и непрерывная смена следующих друг за другом моментов развития склонового экзогенного процесса. Оползни, наряду с их классическими разновидностями, проявляются также нередко в виде скальных, селевых, гляциально-мерзлотных, обвальных и провальных их типов. Оползни, в связи с размещением сельских жилых домов вблизи русел рек и склонов гор, создают риски бедствий инфраструктуре населенных пунктов, инженерным сооружениям. Оползни, при их движении, разрушают жилые дома, инженерные сооружения, перекрывают автомобильные дороги, образуют запрудные плотины на реках с формированием прорывоопасных озер [1-7].

На территории Кыргызстана, по данным наземных обследований и дистанционного зондирования с дешифрированием космоснимков, развитие получили не менее 8000 оползней различного размера, возраста и стадий развития. Оползни сосредоточены, как правило, в низко- и среднегорных, реже в высокогорных ярусах рельефа. Грунты оползневых тел представлены мезо-кайнозойскими породами, переслаивающимися пестроцветными глинами, песчаниками, известняками, мергелями, гипсами, перекрытыми лессовыми формациями мощностью от первых метров до 30 м и более [1-4, 6, 8].

Количество оползней ежегодно возрастает в связи с изменением климата, активизацией актуотектонических движений и сейсмичности, подъема уровня подземных вод, выпадения аномального количества атмосферных осадков и нарушающей баланс устойчивости склона инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Оползнеопасные склоны гор, без учета древнеоползневых и скальных их типов, которые находятся на значительном удалении от населенных пунктов и их инфраструктуры, занимают около 18% площади Кыргызстана: северо-восточнее Таласо-Ферганского разлома – до 7%, а на юго-западе от разлома – 11%.

Причем по административным областям: в Нарынской – 5%, Жалал-Абадской – 5%, Ошской – 4%, Баткенской – 2%, Иссык-Кульской - 1,5%, Чуйской – 1,0%, Таласской - 0,5%. Аномальная активизация оползней происходила в годы, когда наблюдалось выпадение большого количества атмосферных осадков, в сочетании с периодами активизации сильных землетрясений, какими были: 1953-1954, 1969, 1978-79, 1988, 1994, 1998, 2002- 2004, 2006, 2009, 2013 годы.

На территории Кыргызстана в зоне возможного поражения оползнями различной категории опасности находится не менее 300 населенных пунктов. В Кыргызстане пик максимального развития оползней имел место в 1994 году: из-за их поражающего действия на юге республики погибло 118 человек, при этом 27 000 человек были отселены из оползнеопасных зон.

Нами, в целях новой ГИС-каталогизации оползней, был проведен комплекс исследований, который состоял из следующих видов работ: 1. Сбор, анализ и обобщение

материалов предыдущих полевых съемок оползней. 2. Использование дистанционных данных и результатов дешифрирования космоснимков оползней. 3. Методы ГИС-оцифровки тематических и вспомогательных карт. 4. Разработка новых Паспортов для создания базы данных об оползнях, с критериями их типизации по категориям опасности [3, 4, 6].

Сбор, анализ и обобщение данных показали, что в Кыргызстане наиболее активные оползнеопасные районы находятся в: **Джалал-Абадской области** (бассейны рек Кугарт, Майлуу-Суу, Кара-Ункур, Кара-Суу, Сумсар и Чаткал). В **Ошской области** наиболее оползнеопасные районы сосредоточены в бассейнах рек Яссы, Кара-Кульджа, Тар, Гульча, Ак-Буура и Кыргыз-Ата. Оползни имеются на территории г.Ош. В **Баткенской области** оползни имеют активные проявления юго-западнее г. Кызыл-Кия и в районе г. Сулюкта. Оползни активны в предгорной зоне **Чуйской области** и к югу от города Бишкека. Оползни в Чуйской области зафиксированы в Суусамырской, Чон-Кеминской долинах и в Боомском ущелье, где они несут угрозу автомобильным и железной дорогам, могут приводить к запруживанию русел рек при сильных землетрясениях. Оползни в **Иссык-Кульской области** получили развитие в горной зоне хребтов Тескей и Кунгей Ала-Тоо и в долинах рек Тон и Джергалан. В **Нарынской области** оползни приурочены к долинам реки Нарын и ее притоков, в бассейне р. Ак-Сай и Сары-Джаз. Активные оползни имеются в районе поселка Мин-Куш. Оползни в **Таласской области** распространены в верховье левобережного притока реки Чиимташ [3, 4, 8].

При полевой съемке оползня на **стадии подготовки** помимо данных о смещении оползня фиксировалась и заносилась в паспорта следующая информация: а) о гидрогеологических водоявлениях (родники, мочажины, наличие влаголюбивой растительности) в нижних частях оползневых склонов; б) о выявленных валах, буграх или иных отрицательных формах рельефа в пределах оползневого склона; в) о зафиксированных трещинах в контуре образующегося оползня; г) об установленных просадочных деформациях по оползневым трещинам отрыва; д) об обнаруженных деформациях склона в контуре оползня в виде мелких оплывин и сплывов.

Продолжительность развития полного оползневого цикла варьирует в широких временных рамках – от нескольких секунд до нескольких десятилетий и более.

При полевом обследовании оползня на **стадии основного смещения** нами в Паспорта вносились данные о том, что: 1) Оползень находится в движении. 2). Оползень находится во временно стабильном состоянии, сместившись от первоначального положения и не достигнув базиса разгрузки.

При обследовании оползня на **стадии вторичных смещений** фиксировался характер деформаций в виде обрушений стенок срыва оползня при выколаживании до устойчивых углов, деформации отдельных блоков разгрузившегося оползня при воздействии на него экзогенных процессов.

При обследовании оползня на **стадии стабилизации** нами фиксировалось состояние оползня: достиг ли он базиса разгрузки.

Значительная часть оползней располагается на склонах высотой более 50 метров и крутизной от 20-40 и более градусов. Ибатулиным Х.В., Сарногоевым А.К. установлено, что при выпадении атмосферных осадков за 5 месяцев – с 1 октября предыдущего года по 28 февраля нового года, с количеством осадков до 120% от среднегодовой нормы – образование и активизация оползней маловероятна. При выпадении атмосферных осадков от 120% до 140% от среднегодовой нормы наблюдается средняя активизация оползней. При выпадении атмосферных осадков более 140% от среднегодовой нормы происходит массовое образование оползней [2-4, 6-8].

На рисунке 1 приведена разработанная Усупаевым Ш.Э. ИГН-карта типизации оползней на территории Кыргызстана.

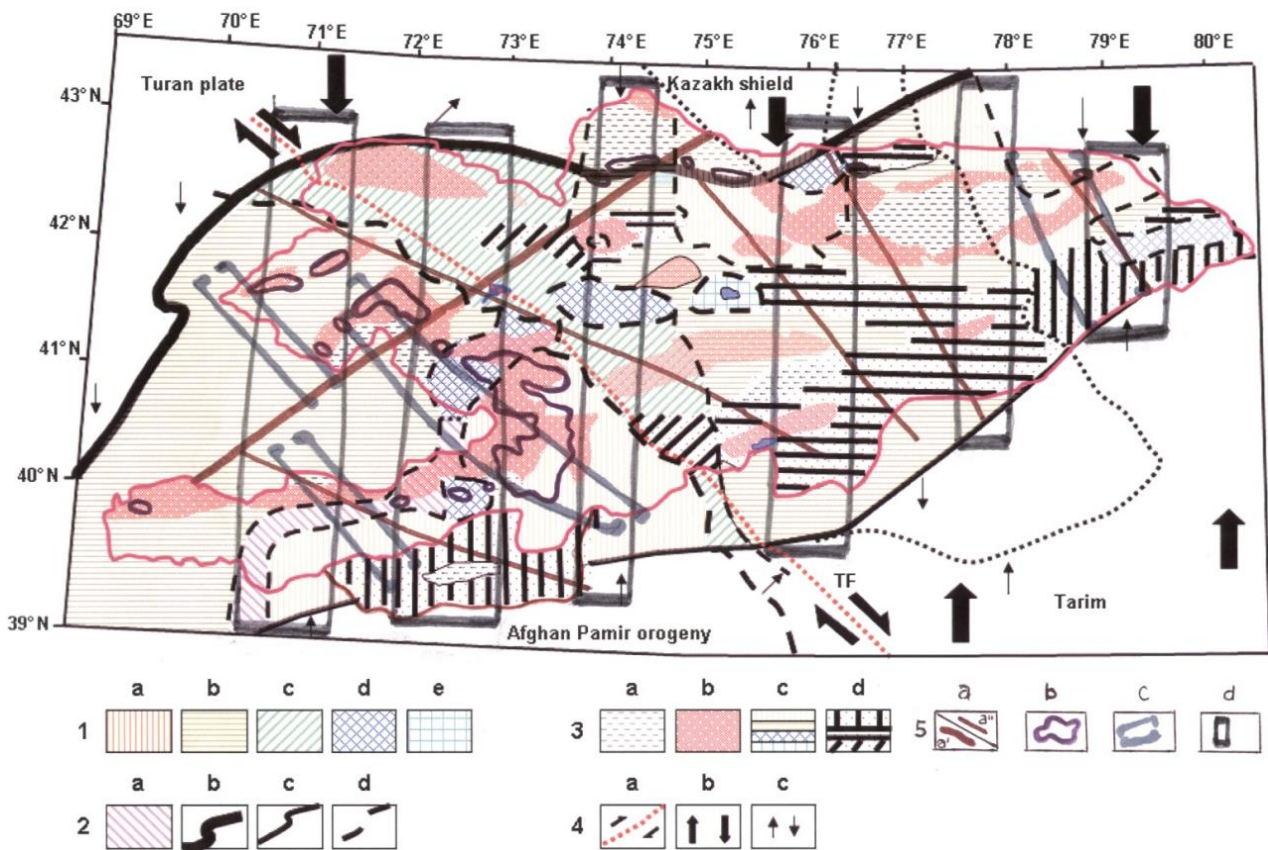


Рис. 1. Инженерно-геономическая карта предупреждения георисков от оползней на территории Кыргызстана и трансграничных районов со странами Центральной Азии.

На ИГН-карте оползневые районы выделены извилистыми сплошными толстыми черными линиями и занимают периферийную подковообразную, низко- и среднегорную части Ферганской депрессии. Оползневые склоны на территории трех южных областей республики развиты на указанных выше низких и средних ярусах гор и закономерно облекают неотектонические инверсионные блоки первой генерации. Одновременно около 10% оползневых склонов находятся под действием триггерных эффектов меридиональных сейсмоактивных зон. До 70% оползнеопасных склонов гор расположены в северо-моновергентных, 25% – в южно-моновергентных, а до 5% – в конвергентных новейших тектонических условиях геоволновых перемещений горных масс. Оползневые склоны юга республики пересекаются с активными разломами и линеаментами [6-8].

На рисунках 2 и 3 приведены в качестве примера оцифрованные в 2014-2015 гг. Абдыбачаевым У.А. ГИС-карты каталога оползней Ошской и Жалал-Абадской областей.

Единый каталог оползней, созданный по результатам комплексных работ (дистанционных и наземных полевых обследований), проведенных в 2013–2014 гг., обработки полученных данных и заполнения кадастровых Паспортов, обновлен следующим количеством оползнеопасных участков, которые выделены по цветам светофора (красный – первая, желтый – вторая, зеленый – третья категории опасности). Всего были занесены в каталог: в 2013 г. – 186, в 2014 г. – 251, в 2015 г. – 136 оползней на юге Кыргызстана.

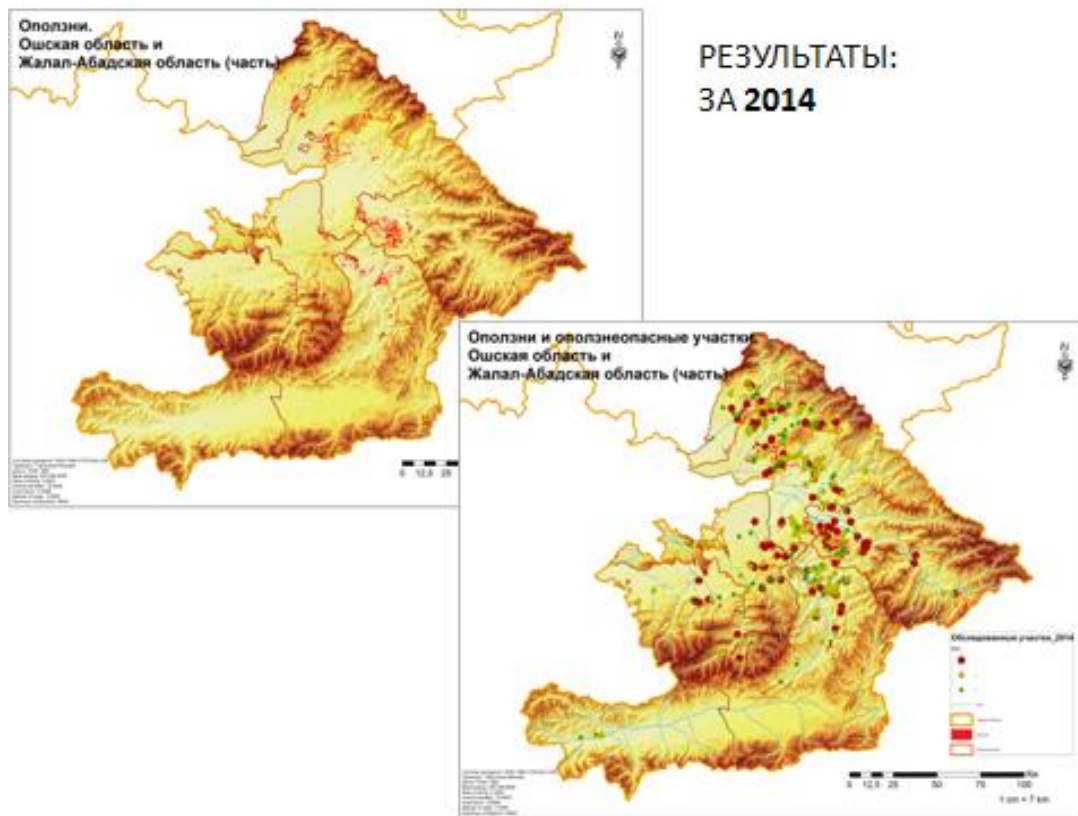


Рис. 2. Оцифрованные ГИС-карты распространения обследованных и типизированных в паспортах каталога оползней на 2014 г. для Ошской и Жалал-Абадской областей.

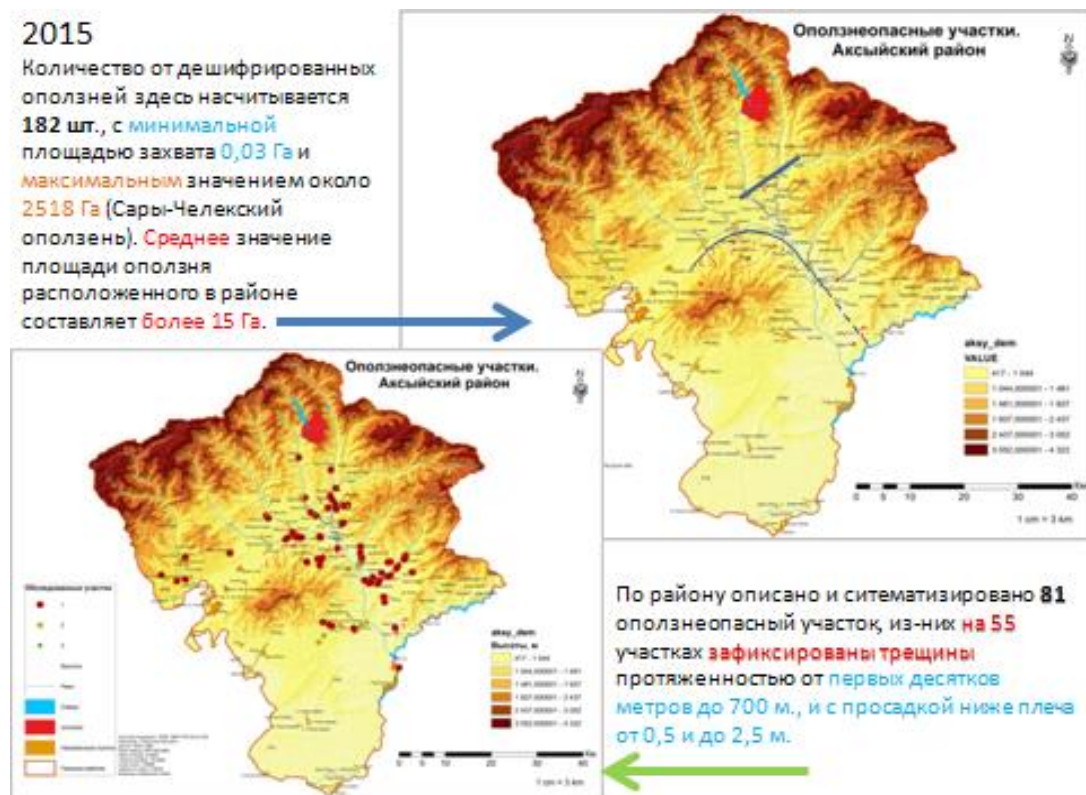


Рис. 3. Оцифрованные ГИС-карты распространения обследованных и типизированных в паспортах каталога оползней на 2015 г. (Аксы́йский район Джалал-Абадской области).

На рисунке 4 приведен оползнеопасный склон вблизи с. Тайгараева, где осуществлены полевые измерения с помощью метода микросейсм (сейсмические шумы), для оценки устойчивости и зондирования внутреннего строения исследуемого склона. В настоящее время осуществляется обработка сейсмических записей для определения глубины и мощности залегания осадочных и коренных грунтов в склоне.



Рис. 4. Фотодокумент сейсмического зондирования с помощью метода микросейсм (сейсмических шумов) оползнеопасного склона вблизи с. Тайгараева.

Выводы

1. Осуществлены комплексные дистанционные и наземные исследования оползней и их каталогизация для административных районов южных областей Кыргызстана.
2. Проведено инструментальное зондирование методом микросейсм оползнеопасного склона вблизи с. Тайгараева в целях идентификации строения и категории опасности оползневого склона.
3. Составлена «Инженерно-геономическая карта предупреждения георисков от оползней в Ферганской впадине Кыргызского Тянь-Шаня».

ЛИТЕРАТУРА

1. K.A. Kojobaev, V.E. Matychenkov, Sh. E. Usupaev, A.K. Sarnogoev. Rules of forecasting the landslide activation and seismic damage areas in KR (Guidelines-21-22-1-97). Regulations system. Bishkek. 1997. 14.
2. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Абдрахманова Г.А., Абдыбачаев У.А., Атыкенова Э.Э., Исамидинова Л. Инженерно-геономические особенности формирования и развития оползней на территории Кыргызстана (аспекты, прогноз и оценка георисков) / Труды международного семинара, посвященного мониторингу за оползнями в странах Центрально-Азиатского региона. Ташкент: изд-во ГСС ГИДРОИНГЕО. 2010. С. 93 -107.
3. A.V. Meleshko, B.D. Moldobekov, Sh.E. Usupaev (consultant), M.M. Jantaev, G.A. Abdrakhmanova, U.A. Abdybachaev. Atlas of natural hazard maps in high Pamir-Alai of KR. Project PALM - UNU/UNEP/GEF, IMIS GFL -2328 – 2770 – 4984, PMS GF – 1030 – 07 – 02. Sustainable land management in high Pamir-Pamir-Alai mountains – Integrated and transboundary initiative in CA: DEMI. Bishkek. 2010. 75.
4. M.S. Saidov, A.M. Shomahmadov, E. Huseinov, A.V. Meleshko, B.D. Moldobekov, M.M. Jantaev, G.A. Abdrakhmanova, U.A. Abdybachaev - consultant: Pr. Dr. Sh.E.Usupaev. Atlas of

- natural hazard maps in high Pamir-Alai of RT. Project PALM - UNU/UNEP/GEF, IMIS GFL - 2328 – 2770 – 4984, PMS GF – 1030 – 07 – 02. Sustainable land management in high Pamir-Pamir-Alai mountains – Integrated and transboundary initiative in CA: DEMI. Bishkek. 2010. 87.
5. A.V. Meleshko, B.D. Moldobekov, Sh.E. Usupaev (general edition), M.M. Jantaev, G.A. Abdrakhmanova, U.A. Abdybachev, M.S. Saidov, A.M. Shomahmadov, E. Huseinov. Atlas of regional natural hazard maps in in high Pamir-Alai of KR and RT. Project PALM - UNU/UNEP/GEF, IMIS GFL -2328 – 2770 – 4984, PMS GF – 1030 – 07 – 02. Sustainable land management in high Pamir-Pamir-Alai mountains – Integrated and transboundary initiative in CA: DEMI, Bishkek. 2010. 69.
 6. Абдыбачаев У.А., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Ибатулин Х.В., Сарногоев А.К., Абдрахманов М. Новая кадастризация ополневых рисков на примере Алайского района Ошской области Кыргызстана // Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии: материалы Международной конференции. Бишкек: изд-во ОсОО Коллаж. 2014. С. 116-118.
 7. Молдобеков Б.Д., Усупаев Ш.Э., Абдыбачаев У.А., Ибатулин Х.В., Сарногоев А.К., Абдрахманов М., Мелешко А.В. Предупреждение рисков от оползней в Центральной Азии // Известия Кыргызского государственного технического университета им. И. Раззакова. № 33. Материалы Международной конференции: «Современное состояние и перспективы развития горнодобывающей отрасли», посвященной к 80-летию академика У. Асаналиева. Бишкек: ИЦ “Текник”. 2014. С. 435 - 439.

КОМПЛЕКТЫ МНОГОЗОНАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ – ОСНОВА ПРИ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ МЕТОДОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ И ПРИМЕНЕНИИ ИХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Азимов Б. Г., Аслонов А.А., Дононов Ж.У., Расулжонов М.С., Алимардонов А.Р.
тел.: +998(94)6442158; e-mail: b.azimov53@mail.ru

Ташкентский государственный технический университет им. Абу Райхана Беруни,
г. Ташкент, Узбекистан

Комплекс исследований по изучению геологической информативности разномасштабных комплектов многозональных космических изображений (КМКИ) Средней Азии и сопредельных площадей на основе дешифрирования и интерпретации методом сопоставления результатов с другими геолого-геоморфологическими данными, а также заверочные полевые геологические работы позволили усовершенствовать существующие методы дешифрирования применительно к КМКИ следующим образом [1].

1. Контрастно-аналоговый метод дешифрирования – близкие по вещественному составу геологические образования обладают одинаковым фототонном и идентичным рисунком фотоизображения в определенных узких диапазонах в видимой (0,5-0,7 мкм), переходной (0,7-0,8 мкм) и ближней инфракрасной частях спектра (0,8-1,1 мкм).

2. Структурный метод дешифрирования – подбор космических снимков разных масштабов, но близких спектральных диапазонов позволяет разделять структурные элементы разных порядков или рангов. В ранее проведенных исследованиях при подобных сопоставлениях спектральные диапазоны не учитывались.

3. Ландшафтно-индикационный метод дешифрирования применительно к КМКИ требует высокого знания о характере генерализации оптических свойств не только геологических объектов, но и внешних компонентов ландшафта (почвы, растительности, рельефа, гидросети и т.п.). Без достаточного уровня знаний закономерностей генерализации

оптических характеристик геологических и других природных объектов будут искажены элементарные связи внешних компонентов ландшафта с геологическим субстратом.

Статистическим анализом геологической информативности 55 комплектов мелкого и 7 комплектов среднего масштабов, охватывающих территорию Средней Азии и сопредельных площадей, созданы следующие принципиально новые методы и приемы дистанционных исследований [2, 3].

1. Метод синхронного дешифрирования и интерпретации КМКИ (метод объемного космогеологического дешифрирования). Он опирается на два существенных момента: 1) на космических изображениях (КИ) в диапазоне спектра 0,5-0,7 мкм наиболее отчетливо вырисовываются фотополя, полностью совпадающие с известными поверхностными геолого-геоморфологическими объектами, по размерам превышающими разрешение снимка; 2) на КИ, выполненных в ближних инфракрасных частях спектра 0,8-1,1 мкм, выделяются фотоаномалии, по геолого-геофизическим данным совпадающие с контурами погребенных морфоструктур фундамента и земной коры.

2. Метод применения оптических характеристик при оконтуривании структурно-вещественных комплексов. Он базируется на количественных оценках оптических величин каждого конкретного объекта, оконтуриваемого на космоматериалах в отдельных спектральных диапазонах. По ним строятся кривые, характеризующие определенные литолого-стратиграфические комплексы на космоматериалах, толщи, горизонты и пачки пород на многозональных аэрофотоматериалах.

3. Метод применения оптических дешифровочных признаков при картировании нефтегазоносных площадей. Он основывается на приеме выявления фотоаномалий, формирующихся над месторождениями нефти и газа. Подобные фотоотклонения обычно связаны с тепловыми и геохимическими аномалиями, создающимися под влиянием мигрирования углеводородов на поверхность. На разработанном нами графике они ярко выражены в виде разделенных или раздвоенных кривых.

Показана второстепенность факторов «механизма передачи» при выявлении закономерностей проявлений глубинной информации на дистанционных материалах, т.к. они для КМКИ являются константой. Для определения природы этого явления необходимо использовать набор изображений разных масштабов и спектральных диапазонов, поскольку содержащаяся на них геологическая информация различна. Доказано, что на средне- и мелкомасштабных космических изображениях содержится информация о разноглубинных геологических образованиях регионального масштаба, причем в видимой части спектра (диапазон 0,5-0,7 мкм) лучше выражены черты геолого-геоморфологического строения земной поверхности, которые приглушены в ближней инфракрасной области (0,8-1,1 мкм), но в ней проступают отображения глубинных структур. Этот феномен КМКИ однозначно объясняется характером генерализации оптических свойств геологических объектов и внешних компонентов ландшафта в определенных узких спектральных диапазонах видимой, переходной и ближней инфракрасной части спектра.

На основе вновь созданного метода синхронной интерпретации мелкомасштабных КМКИ, базирующегося на результатах геоиндикационного (по КИ в видимой части спектра) и структурного (по КИ в ближней инфракрасной части спектра) дешифрирования, решены следующие региональные задачи нефтяной и газовой геологии.

Методом геоиндикационного дешифрирования КИ спектрального диапазона 0,5-0,7 мкм уточнены контуры геоморфологической зональности ландшафта и приповерхностные геологические структуры, созданные альпийской геодинамической обстановкой сближения и столкновения Евразийского, Африканско-Аравийского и Индийско-Памирского континентов. В пределах Средней Азии и сопредельных территорий закартированы 25 основных типов ландшафта и 14 самостоятельных космогеологических комплексов.

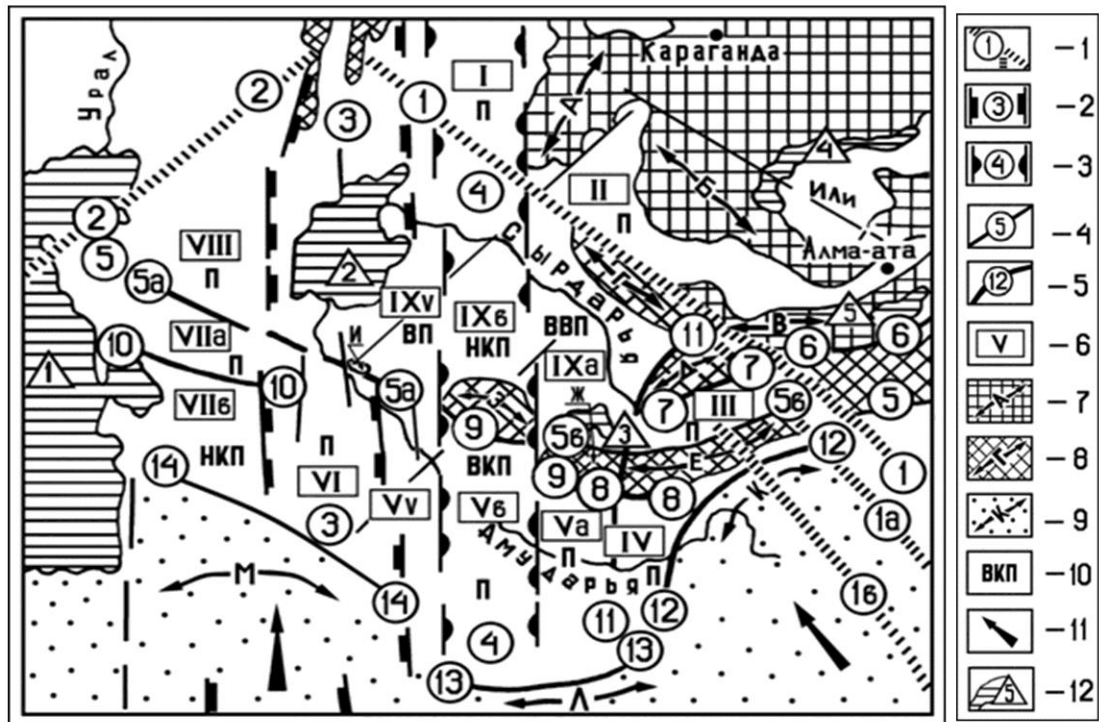


Рис. 1. Схема мелкомасштабного нефтегазгеологического районирования мезозойско – палеогенового комплекса отложений Средней Азии и сопредельных территории (по результатам синхронного дешифрирования и интерпретации КМКИ и геолого-геофизическим данным).

Крупнейшие космоструктурные элементы (цифры в кружках): 1 – фрагменты трансконтинентальных линеаментов (ТКЛ): Турано-Гималайского (1-1), Устюрт-Аравийского (2-2); внешние контуры: 2 – Урало-Оманского ТКЛ (3-3); 3 – Бухаро-Зеравшанской мегазоны (4-4); 4 – линейные космоструктуры, совпадающие с ранее известными региональными разломами: Устюрт-Гаримский (5-5), Мангышлак-Кызылкумский (5а-5а), Кызылкумско-Ферганский (5б-5б), линия Николаева (6-6), Северо-Ферганский (7-7), Гиссаро-Кокшаальский (8-8), Предкызылкумский (9-9), Северо-Туаркырский (10-10); 5 – дуго- и чешуеобразные линейные космоструктуры, соответствующие глубинным надвигам: Северо-Тяньшанский (11-11), Афгано-Северопамирский (12-12), Северо-Бандитуркестанский (13-13), Предкопетдагский (14-14) и прочие; 6 – крупнейшие космоструктуры (римские цифры в квадрате): Тургайский (I), Чу-Сарысуийский (II), Ферганский (III), Афгано-Таджикский (IV), Амударьинский (V), Бешкентский (Va), Бадхыз-Кызылкумский (Vb), Мары-Серах-Заунгузский (Vv), Предкопетдагский (VI), Южно-Мангышлак-Устюртский (VII) Северо-Устюртский (VIII), Сырдарьинский (IX), Приташкентский (IXa), Кумкалинский (IXb), Восточно-Аральский (IXv); оси мегантиклиналей в областях поднятия складчатого фундамента: 7 – каледонского: Улутауская (А), Чу-Илийская (Б), Молдотау-Терская (В); 8 – герцинского: Каратауская (Г), Курама-Чаткальская (Д), Туркестано-Алайская (Е), Нуратауская (Ж), Центрально-Кызылкумская (З), Султанувайстауская (И); 9 – тоже, в области развития складок покрова: Памирская (К), Бандитуркестанская (Л), Копетдагская (М); 10 – оценка космоблоков по степени перспективности: ВКП – высокоперспективные; П – перспективные; НКП – низкоперспективные; ВП – возможно перспективные; БП – бесперспективные; 11 – направление наибольшего позднечетвертичного сжатия; 12 – моря, озера, водохранилища (цифры в треугольниках): 1 – Каспийское море; 2 – Аральское море; 3 – Айдаркульское озеро; 4 – озеро Балхаш; 5 – озеро Иссык-Куль.

Методом структурного дешифрирования КИ спектрального диапазона 0,8-1,1 мкм были выявлены слабо- и глубокопогруженные морфоструктуры фундамента. В пределах исследуемой территории уточнены и закартированы: Урало-Оманский ТКЛ, вытянутый меридионально более чем на 6,5 тыс. км и шириной 150-400 км; Турано-Гималайский ТКЛ, простирающийся в северо-восточном направлении на более чем 4 тыс. км; Бухаро-

Зарафшанская мегазона, пересекающая регион в меридиональном направлении, шириной 160-220 км и длиной более 1000 км; Устюрт-Таримский, Мангышлак-Кызылкумский, Кызылкумско-Южно-Ферганский, Линия Николаева и Северо-Туаркырский линеаменты, совпадающие с ранее известными региональными разломами; Северо-Тяньшанский, Афгано-Северопамирский, Северо-Бандитуркестанский и Предкопетдагский дуго- и чешуеобразные линейные космоструктуры, соответствующие глубинным надвигам, и другие линейные космоструктуры.

Уточнена палеотектоника юрского этапа региона. Установлена определяющая роль Урало-Оманского и Турано-Гималайского трансконтинентальных линеаментов, контролирующих крупные юрские грабены Средней Азии при формировании внутриконтинентального рифтогенеза ниже-среднеюрского возраста.

Обосновано мелкомасштабное нефтегазогеологическое районирование Средней Азии и сопредельных площадей и определены перспективы на нефть и газ следующих откартированных космоструктур (рис. 1).

Шесть космоблоков: Тургайский (I), Чу-Сарысуыйский (II), Ферганский (III), Афгано-Таджикский (IV), Предкопетдагский (VI) и Северо-Устюртский (VIII) и три района: Бешкентский (Va), Мары-Серах-Заунтузский (Vb) и северная часть Южно-Мангышлак-Устюртского космоблока (VIIa) отнесены к перспективным землям. Остальные космоструктуры оценены: Бадхыз-Кызылкумский (VI) – как высокоперспективный; Приташкентский (IXa) и Восточно-Аральский (IXb) – как возможно перспективные; южная часть Южно-Мангышлак-Устюртского космоблока (VIIb) и Кумкалинский (IX) – как низкоперспективные.

На основе дешифрирования следов геодинамической эволюции нефтегазоносных территорий Средней Азии, ярко отраженных на космоматериалах, обоснована ошибочность отнесения Сырдарьинского космоблока к малоперспективным землям (Дикенштейн и др., 1983). Целенаправленный анализ позволил определить перспективу космоструктуры как возможно высокую [4, 5]. Внутри космоблока регионально нефтегазоносными отложениями являются битуминозные рифовые известняки девона и карбона, обнажающиеся в пределах горных обрамлений Чаткало-Курамы, Нуратау и Каратау.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азимов Б.Г. Совершенствование и применение многозональных дистанционных методов для решения практических задач нефтегазовой геологии Средней Азии // Теоретические и практические аспекты нефтегазовой геологии Центральной Азии и пути решения современных проблем отрасли: материалы Международной научно-практической конференции. 2009. Ташкент. С. 90-92.
2. Азимов Б.Г. Применение аэрокосмических изображений в структурно-геологических исследованиях (на примере Ферганской впадины и ее горного обрамления). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. 1988. Москва. 21 с.
3. Азимов Б.Г., Таджиев Т., Эшманов К., Коловатов В. Место геоиндикационного метода при нефтепоисковых работах в Средней Азии // Космогеоиндикация-1989: материалы III Всесоюзного совещания. Киев–Москва. 1989. С. 26-27.
4. Азимов Б.Г. Принципы мелкомасштабного нефтегазогеологического районирования Средней Азии // Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения: материалы Республиканской научно-практической конференции: 2009. Ташкент. С. 53-55.
5. Азимов Б.Г. Мелкомасштабное космоструктурное районирование Средней Азии на основе многозонального метода // Вестник ТашГТУ. Ташкент. 2012. № 3. С. 140-143.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Айтмырзаев Ж.С., Ельдеева М.С.

тел.: 8 (727) 269 46 14; факс: 8 (727) 269 46 23; e-mail: aitmirzaev@mail.ru

ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Казахстан

Разломы, разрывные нарушения – тектонические нарушения, сопровождающиеся перемещением разорванных геологических тел относительно друг друга. На территории Северо-Тянь-орогенной системы, относящейся к современной геодинамически активной части Казахстана, широко развиты глубинные разломы [1].

Разломы играют важную роль не только в формировании структурных неоднородностей и пространственном размещении очагов землетрясений.

В целях оценки возможности использования вариаций геофизических и геодезических полей для установления современной активности разломов Институтом сейсмологии АН КазССР проводились гравиметрические, магнитометрические и геодезические наблюдения на региональных профилях, пересекающих глубинные разломы [2]. Результаты анализа многолетних материалов показывают, что в вариациях геофизических полей отчетливо проявляются современная «тектоническая жизнь» глубинных зон разломов, что хорошо видно на рисунках 1-3.

1. На рисунке 1 показаны скорости изменения вертикальных движений современных движений земной поверхности, наблюдаемых на профиле, пересекающем крупные структурные неоднородности Северного Тянь-Шаня и южную часть Балхашского прогиба. Аномальные вариации в современных движениях нивелирных пунктов наблюдаются в очаговой зоне Чилийской катастрофы, произошедшей в 1889 г.

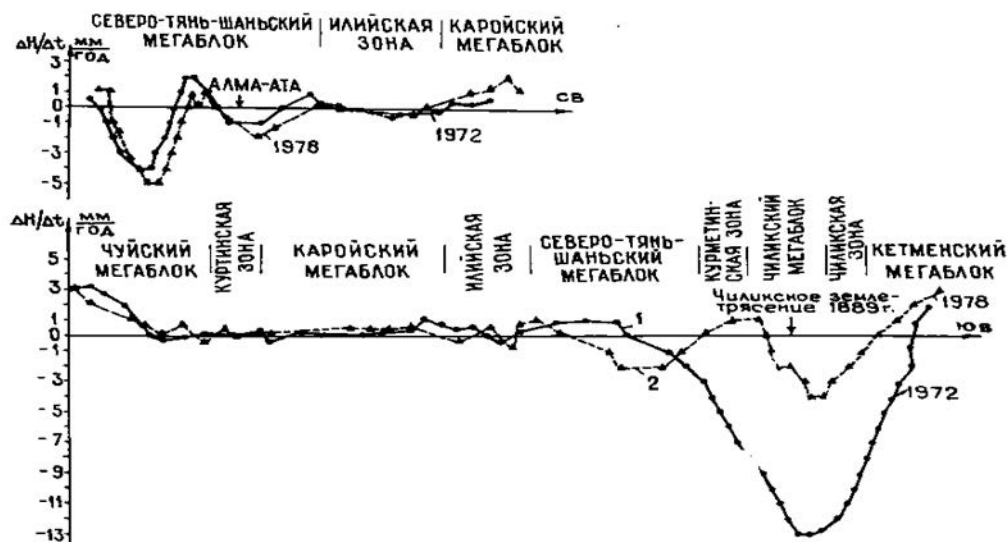


Рис. 1. Изменение скорости современных вертикальных движений земной поверхности на территории Тянь-Шаньского сегмента в течение 1972 и 1978 гг.

2. На рисунке 2 приведены данные о вариациях гравитационного поля, наблюдаемые вдоль регионального профиля. Наиболее резко выраженные аномалии в вариациях поля фиксируются вблизи крупных разломов (на рисунке показаны их координаты).

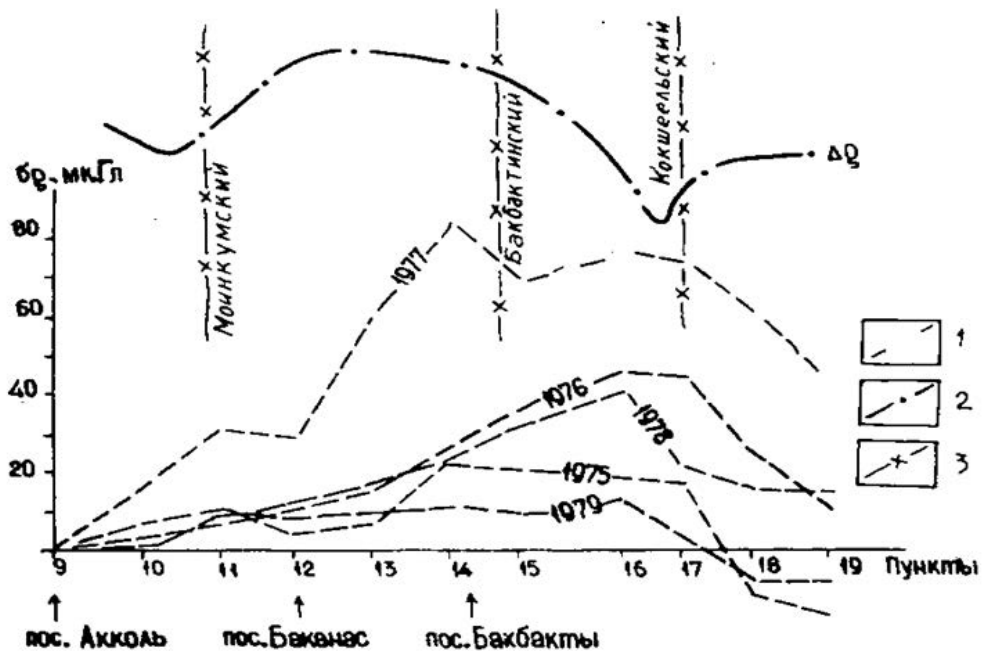


Рис. 2. Вариация δg гравитационного поля с 1975 по 1979 г. (1) и кривая Δg , по данным измерений стационарного поля (2) на профиле, пересекающем зоны разломов (3) в юго-восточной части Южно-Прибалхашской впадины.

3. На рисунке 3 иллюстрируются пространственно-временные изменения геомагнитного поля. Установлено, что изолинии в вариациях поля «контролируют» ориентацию активных разломов.

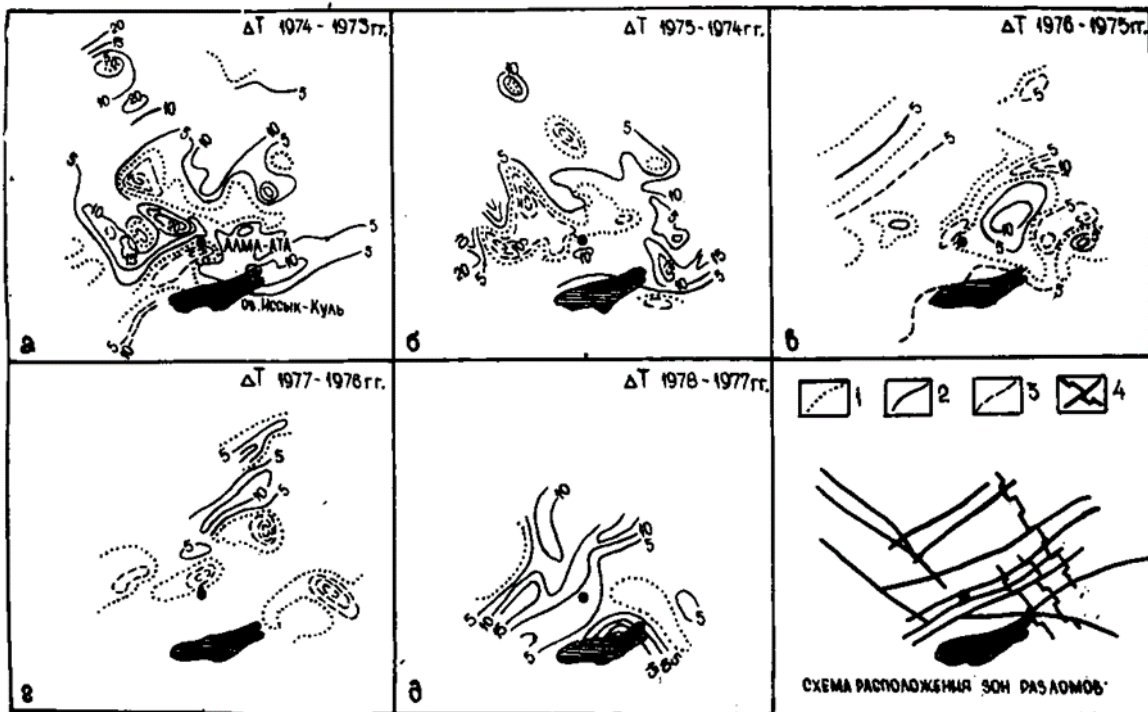


Рис. 3. Схемы вариаций приращения ΔT с 1973 по 1978 г. 1-3 – изолинии ΔT : 1 – нулевая; 2 – положительная; 3 – отрицательная; 4 – зоны разломов.

Таким образом, вариации геофизических полей наиболее хорошо выражены в районах глубинных разломов, которые вовлекаются в современные движения. Следовательно, геофизические методы могут быть использованы для изучения особенностей динамических процессов в глубинных частях Земли и геодинамического районирования земной коры. Знаки дифференцированных движений блоков по разные стороны разлома можно установить по характеру вариаций поля силы тяжести и геомагнитного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Курскеев А.К. Проблемы прогноза землетрясений. Алма-Ата: Наука. 1990. 264 с.
2. Ержанов Ж.С., Курскеев А.К., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М. Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1982. 232 с.

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ФЛЮИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЖОНГАРСКОГО ОРОГЕНА

Алиев М.Х.

тел: 8 (727) 269 46 14; факс: 8 (727) 269 46 33; e-mail: atila-78@mail.ru
 ТОО “Институт сейсмологии”, г. Алматы, Казахстан

На территории Тянь-Шаньской горно-складчатой области, где земной коре присуща высокая сейсмическая активность, широко распространены подземные минеральные воды [1, 2]. Они приурочены к разломам, секущим магматические породы. Зоны тектонических дроблений, по которым циркулируют термальные воды на значительной глубине, и выход их на дневную поверхность образуют “термальные линии” [1]. Одна из таких протяженных “термальных линий” (глубинных разломов) прослеживается вдоль северного склона Заилийского Алатау и далее сечет южный склон Жонгарского Алатау. На этой линии расположены термальные источники: Алма-Арасанские, Горельниковские, Талгарские, Тургенские и др.

К субширотным “термальным линиям” Жонгарского Алатау приурочены: Капал-Арасанские, Капальские, Коксуйские и другие термальные источники. Температура воды в скважинах достигает 50-100 °С [1]. Термальные воды обладают различными бальнеологическими свойствами и используются в лечебных целях.

Для решения проблем сейсмологии (прогнозирования землетрясений) в конце XX века Сейсмологической опытно-методической экспедицией МОН РК и Министерством геологии РК на большинстве месторождений термальных вод организованы стационарные наблюдения за изменением их физических свойств, химического состава и дебита [3]. К настоящему времени накоплен большой объем экспериментальных материалов, на базе которого выполнена настоящая работа.

Таблица 1. Глубины скважин и геологическая характеристика пород

Название пункта	Глубина скважины, м	Водовмещающие породы и их возраст
Алма-Арасан	480	Диорит, O ₃
Горельник	320	Гранит, O ₃
Известковый	146	Гранодиорит, C ₁
Жаркент-Арасан	250	Липарит, C
Мерке	350	Гранит, C ₁

Возникают вопросы: не уменьшаются ли запасы подземных ресурсов термальных вод, крайне важных для сохранения здоровья населения? Содержится ли в меняющихся во времени свойствах подземных вод информация о современной геодинамике земной коры Северо-Тянь-Шаньского орогена?

Мониторинг дебита термальных вод. В состав сети мониторинга входят 10 пунктов (рис. 1). Методика измерения дебита воды стандартная [4].



Рис. 1. Схема размещения пунктов наблюдений.

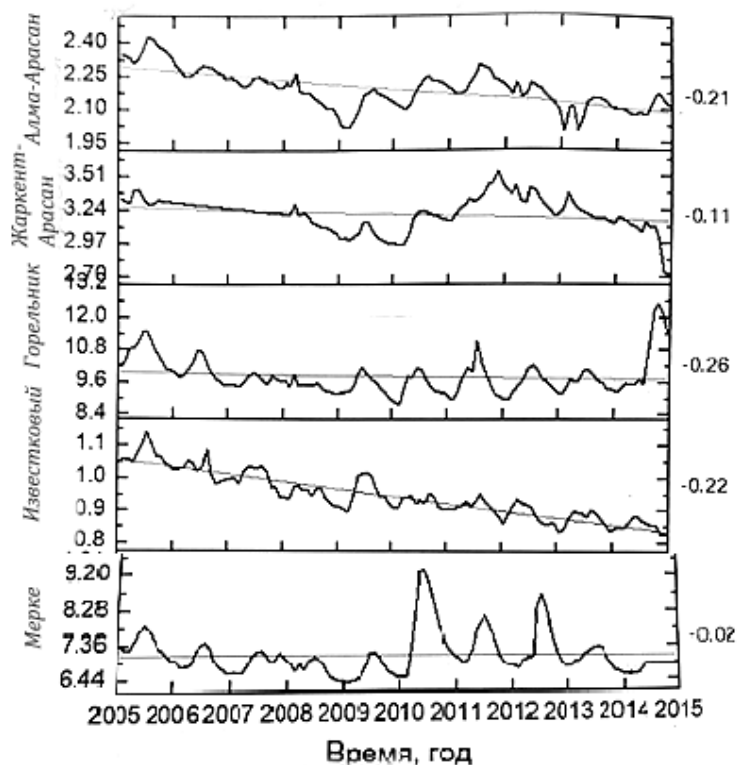


Рис. 2. График измерения дебита Q на водопунктах (прямые линии – тренды; цифры – приращение дебита).

Результаты мониторинга подземных вод. На рис. 2 приведены данные о среднегодовых изменениях дебита (Q) на пунктах Мерке, Известковый, Алма-Арасан, Горельник, Жаркент-Арасан.

В период с 2005 г. до 2015 г. наблюдается снижение дебита скважин (Q), находящихся на территории Северного Тянь-Шаня, со скоростью около $2 \cdot 10^{-2}$ л/с в год. По закону Дарси расход жидкости через пористую среду определяется формулой:

$$Q = K \frac{F(P_1 - P_2)}{\mu L},$$

где K – коэффициент пропорциональности; F – площадь фильтрации; P_1 и P_2 – разность давлений, созданных на концах скважины; L – длина; μ – абсолютная вязкость. В формуле Дарси наиболее чувствительной к воздействию внешних сил является разность давлений $P_1 - P_2 = \Delta P$.

Избыточные напряжения в земной коре возникают благодаря внутриземным и астрофизическим источникам энергии (табл. 2).

Таблица 2. Источники избыточных напряжений и их величины в недрах Земли [3]

Источники энергии, создающие напряжение	Величина напряжения, бар
1	2
1. Температурные неоднородности	500 ÷ 600
2. Флюиды	$(1.5 \div 2) \cdot P_g$
3. Метаморфизм пород	$0.10 \div 0.36 \cdot 10^{10}$
4. Колебания уровня подземных вод	1.5 ÷ 2
5. Ротационный процесс	до $n \cdot 10^3$
6. Приливные силы	$10^{-2} \div 10^2$
7. Атмосферное давление	$(20 \div 30) \cdot 10^{-3}$
8. Атмосферные осадки	1

Примечание: P_g – гидростатическое давление.

Связь между изменениями дебита и астрофизических факторов. Динамика Q, как характеристика флюидного режима земной коры, отражает ее реакцию на воздействие астрофизических факторов (приливы, климатические факторы) [3]. Под их воздействием изменяется деформация пород и, как следствие, дебит Q (табл. 3).

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между модульными значениями деформации и дебита воды на Алматинском полигоне

Обсерватория	Среднесуточные	Среднемесячные	Годовые
Тау-Тургень	-0.93	-0.93	-0.97
Горельник (Медео)	-0.72	-0.72	-0.79

Из таблицы 3 видно, что теснота связи между деформацией пород и дебитом Q характеризуется коэффициентам корреляции до минус 0,9.

Таблица 4. Коэффициенты корреляции

Пункт	Коэффициент корреляции
Мерке	- 0,57
Алма-Арасан	- 0,51
Известковый	- 0,4
Горельник	-0,4

Следует отметить, что на изменение деформации пород влияет изменение скорости вращения Земли вокруг своей оси. С 2003 г. продолжительность суток растет (Земля расширяется). Связь между Q и продолжительностью суток (LOT) довольно тесная (табл. 4).

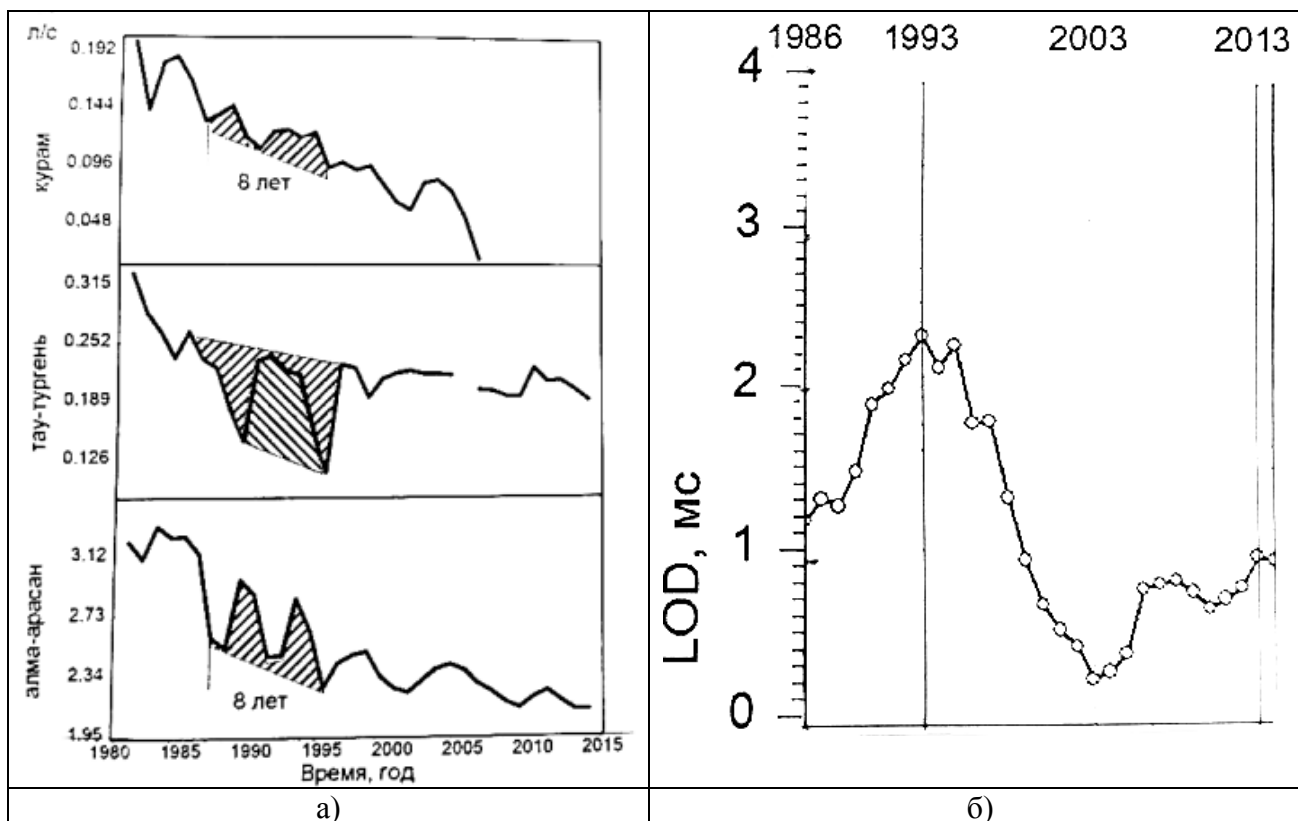


Рис. 3. Изменение дебита Q на пунктах Курам, Тургенъ, Алма-Арасан (а) и продолжительности суток LOD (б).

Таким образом, уменьшение дебита подземных вод, наблюдающееся на территории Северного Тянь-Шаня в последние 10-15 лет, связано с изменением напряженного состояния земной коры, которое, в свою очередь, происходит из-за изменения скорости вращения Земли вокруг своей оси.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов В.В., Сыдыков Ж.С. Гидрогеология Казахстана. Алматы. 2004. 484 с.
2. Смоляр В.А., Мустафаев С.Т. Гидрогеология бассейна озера Балхаш. Алматы: Гылым. 2007. 352 с.
3. Курскеев А.К. Проблемы прогнозирования землетрясений. Алма-Ата: Наука. 1990. 504 с.
4. Справочное руководство гидрогеолога. Т. 2. М.: Недра. 1967. 44 с.
5. Словарь по геологии нефти. М.: Гостоптехиздат. Ленинград. 1958. 776 с.

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ СО СКОРОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ ВОКРУГ СВОЕЙ ОСИ

Амиров Н.

тел.: 8(727)269 46 14; факс: 8(727)269 46 23; e-mail: seismology@seismology.kz
 ТОО Институт сейсмологии, г. Алматы, Казахстан

Скорость вращения Земли (ω) характеризуется относительной величиной [1]:

$$\omega = \frac{\delta\omega}{\Omega} = \frac{\omega - \Omega}{\Omega} \cong \frac{P_3 - T}{T} \equiv -\frac{\delta P}{T},$$

где P_3 – длительность земных суток; T – длительность стандартных суток ($T=86400$ с); ω и Ω – угловые скорости, соответствующие земным и стандартным суткам:

$$\omega = \frac{2\pi}{P_3}, \quad \Omega = \frac{2\pi}{T} \text{ [рад/с]}.$$

Последнее столетие Земля в целом замедляет свою скорость ω (продолжительность суток LOD растет) (рис. 1).

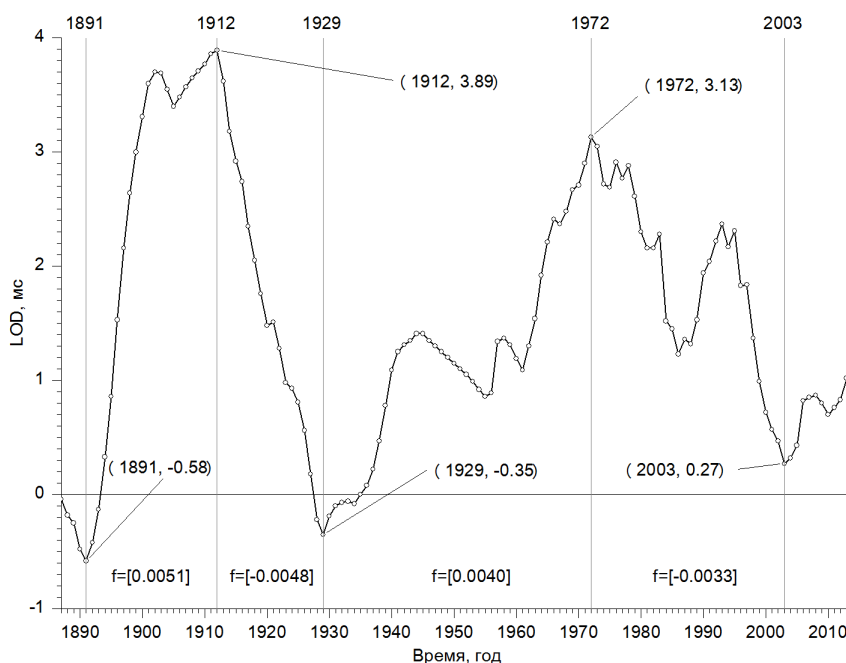


Рис. 1. Изменение продолжительности суток (LOD) [2].

На этом фоне в XX веке наблюдаются периоды удлинения и периоды сокращения продолжительности суток. Из механики известно, что продолжительность T и радиус Земли R связаны между собой по формуле:

$$R = \frac{Q \cdot T}{0.33 \cdot M},$$

где M – масса, Q – момент инерции.

Из этой формулы следует, что временная флуктуация T адекватно отразится на колебании фигуры Земли: $\Delta R = \Delta T$. В 1890-2003 гг. в динамике LOD выделяются по два периода удлинения и сокращения продолжительности T . По формуле А.С. Лейбензона [3] определим f – разрушающую вещества земной коры разность главных напряжений:

$$f = 4/91 \left(1 - \frac{T^2}{T_0^2} \right) \cdot 10^3 \frac{\text{кГ}}{\text{см}^2},$$

где T_0 – период вращения Земля в будущем, а T – период вращения теперь. В таблице 1 приведены расчетные данные. Из нее видно, что при расширении фигуры Земли (скорость ω снижается) величина f возрастает.

Таблица 1. Изменение продолжительности суток, величины разностей разрушающего вещества напряжения f , сейсмической энергии E , скоростей изменения f и E

Периоды (годы) и виды изменения фигуры Земли		Напряжение f , кг/см ³	Скорость f , кг·см ³ /год	Сейсмическая энергия E , Дж	Скорость E , Дж/год	Поведение ω
Расширение R	1891-1912	$6.7 \cdot 10^{-3}$	$0.32 \cdot 10^{-3}$	$2.6 \cdot 10^{19}$	$2.4 \cdot 10^{18}$	Замедление
	1930-1972	$3.5 \cdot 10^{-3}$	$0.08 \cdot 10^{-3}$	$16.9 \cdot 10^{19}$	$4.0 \cdot 10^{18}$	
Сжатие R	1912-1929	$-4.6 \cdot 10^{-3}$	$-0.27 \cdot 10^{-3}$	$4.1 \cdot 10^{18}$	$3.7 \cdot 10^{17}$	Ускорение
	1912-2003	$-2.8 \cdot 10^{-3}$	$-0.09 \cdot 10^{-3}$	$-14.4 \cdot 10^{19}$	$4.5 \cdot 10^{18}$	

Так, с 1890 г. по 1912 г. она увеличилась на $6.7 \cdot 10^{-3}$ кГ/см² ($6.7 \text{ Г} \cdot \text{см}^{-2}$). В 1912-1929 гг., когда продолжительность LOD сокращалась, величина f уменьшалась до $4.6 \cdot 10^{-3}$ кГ/см² ($4.6 \text{ Г} \cdot \text{см}^{-2}$). То есть, практически сколько в период роста радиуса R «накопилось» f , столько f и «сбросилось» в период сжатия R. Скорость изменения f в годы расширения Земли была порядка $0.1-0.3 \text{ Г} \cdot \text{см}^{-2}$ в год. Такого порядка она была при ее сжатии ($-0.1-0.3 \text{ Г} \cdot \text{см}^{-2}$ в год).

Исследование связи между параметрами сейсмичности с магнитудой $M \leq 6.0$ и продолжительностью суток. Наиболее объективные данные об изменении продолжительности суток получены после того, как стали использовать атомные часы [4]. Ход среднемесячных величин отклонений (вследствие неравномерности вращения Земли) за период 1962-2012 гг. показан на рисунке 2. На нем видно, что с 1960 г. по 1972 г. Земля замедлялась, а с 1972 г. по 1986 г. – ускорялась. С 1986 г. по 1993 г. она замедлялась, а с 25 мая 1993 г. по настоящее время ускорение продолжается.

С 1962 г. по 2015 г. на земном шаре произошло 7572 землетрясения с магнитудой $M \geq 6.0$ [2]. Из них 3540 событий - в северном полушарии и 4032 - в южном; 167 землетрясений произошло в Центральной Азии ($30^\circ-50^\circ$ с.ш. и $70^\circ-100^\circ$ в.д.) (рис. 2).

В таблице 2 приведены коэффициенты корреляции между параметрами сейсмичности (N – число землетрясений, E – сейсмическая энергия) и продолжительностью суток.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между параметрами сейсмичности и продолжительностью суток

Территория	Среднемесячные		Среднегодовые		Сезонные	
	N	E	N	E	N	E
Земной шар	-0.40	-0.10	-0.67	-0.31	-0.54	-0.21
Северная половина	-0.13	-0.08	-0.38	-0.24	-0.24	-0.17
Южная половина	-0.48	-0.18	-0.79	-0.63	-0.64	-0.34

Из приведенных в таблице 2 данных видно, что связь между параметрами сейсмичности и LOD отрицательная. Повышенные коэффициенты корреляции α наблюдаются между числом землетрясений E и LOD. В то же время значения α между сейсмической энергией N и LOD невысокие. Максимальная величина α наблюдается в весенние месяцы, что указывает на главную роль внеземных факторов на процессы формирования очаговых зон землетрясений с $M \leq 6.0$. Между градиентами изменения LOD и чисел N наблюдается отрицательная связь (рис. 5).

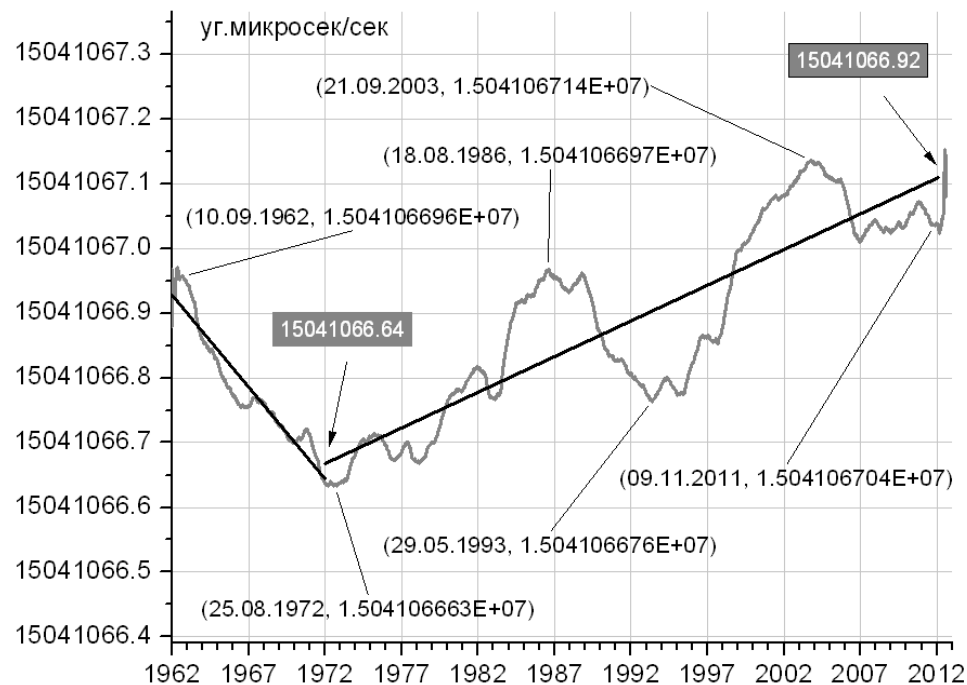


Рис. 2. Среднегодовые значения скорости вращения Земли.

Таблица 3. Данные тренда

Тренд	дата	уг.мксек/сек
Начало	01.01.1972	15041066.64
Конец	31.12.2012	15041066.93
разность	41 год	0.283

Таблица 4. Данные экстремумов

	Дата	скорость, уг.мксек/сек	дата(i+1)- дата(i), округленно лет	v(i+1)-v(i), уг.мксек/сек
1	10.09.1962	15041066.96	10	-0.33
2	25.08.1972	15041066.63	14	0.34
3	18.08.1986	15041066.97	7	-0.21
4	25.05.1993	15041066.76	10	0.38
5	21.09.2003	15041067.14	8	-0.10
6	09.11.2011	15041067.04		

Таблица 5. Данные разности экстремумов

№	дата начало	дата конец	Δ(год)	скорость, уг.мксек/сек		1-(w0/w)2	4.91(1-(w0/w)2)	f()	f()в год
				начало	конец				
1	10.09.1962	25.08.1972	10	15041066.96	15041066.63	4.39E-08	2.15E-07	2.15E-03	2.15E-04
2	25.08.1972	18.08.1986	14	15041066.63	15041066.97	-4.52E-08	-2.22E-07	-2.22E-03	-1.59E-04
3	18.08.1986	25.05.1993	7	15041066.97	15041066.76	2.79E-08	1.37E-07	1.37E-03	1.96E-04
4	25.05.1993	21.09.2003	10	15041066.76	15041067.14	-5.05E-08	-2.48E-07	-2.48E-03	-2.48E-04
5	21.09.2003	09.11.2011	8	15041067.14	15041067.04	1.33E-08	6.53E-08	6.53E-04	8.16E-05

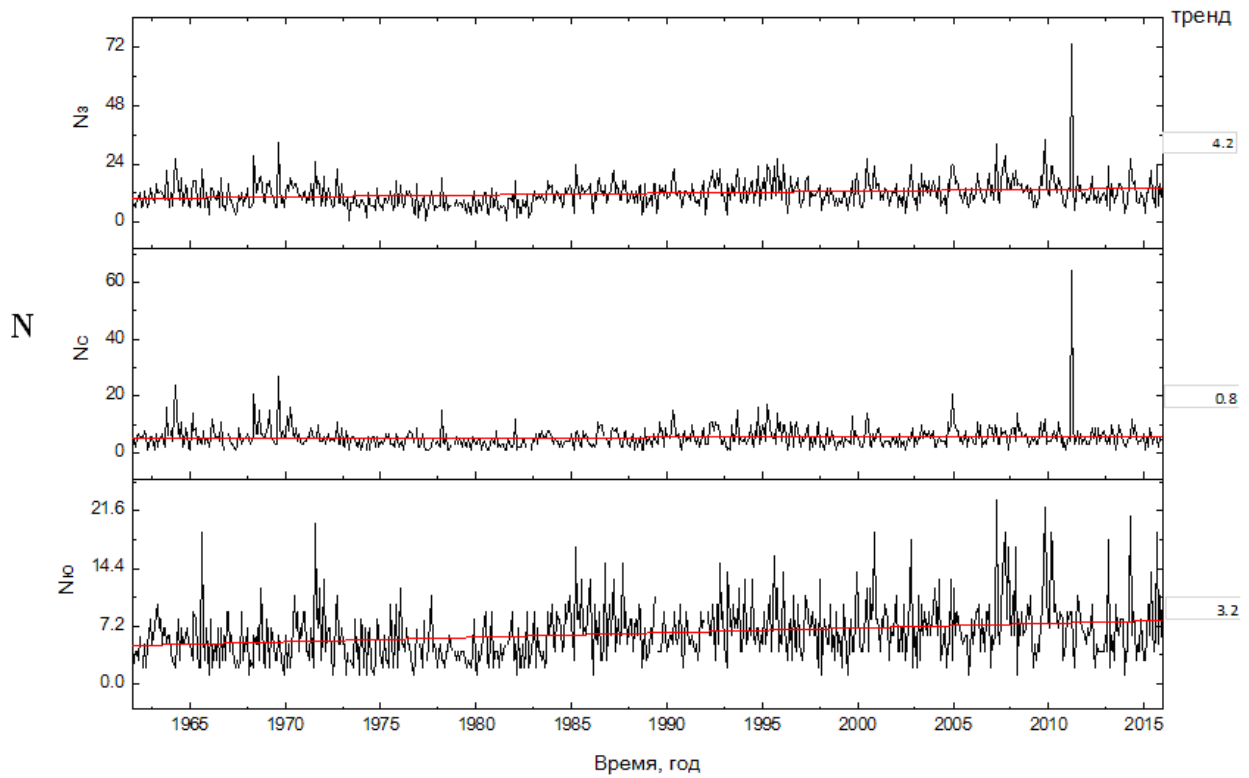


Рис. 3. Графики числа землетрясений, произошедших в 1962-2015 гг. [2].

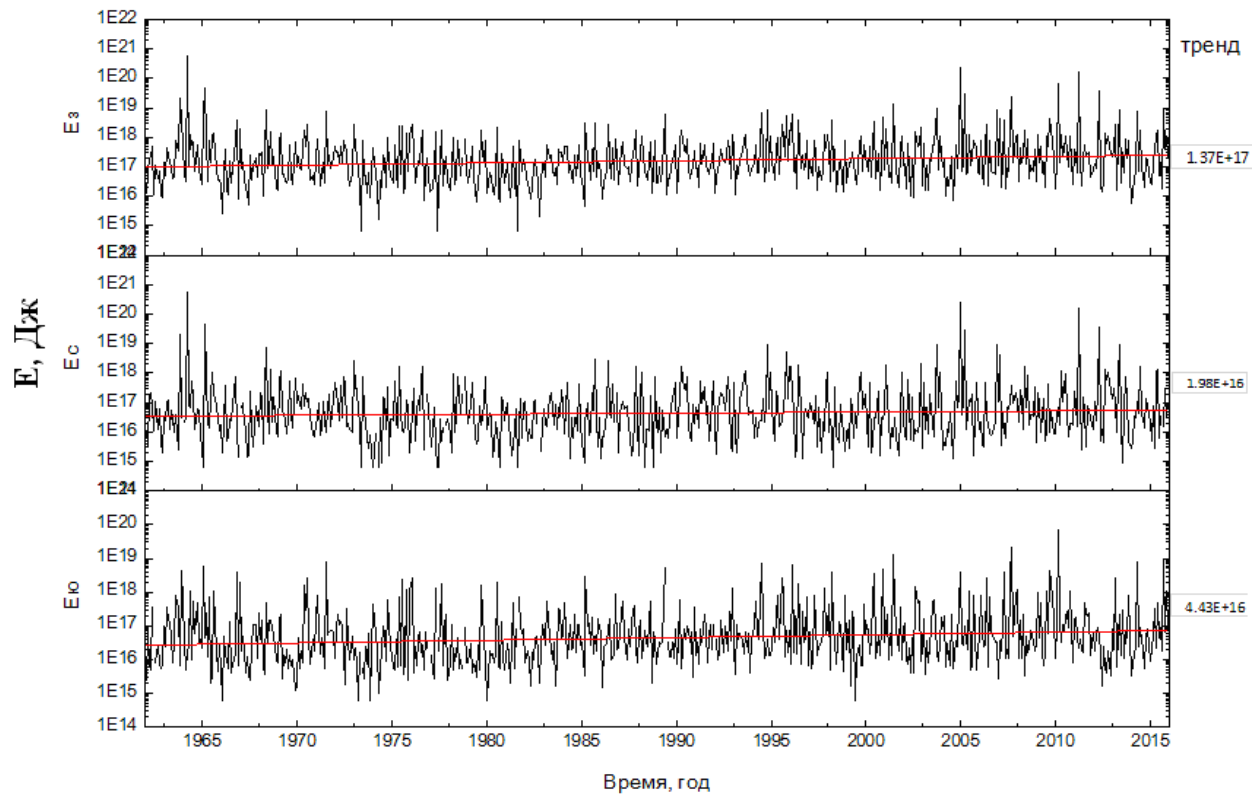


Рис. 4. Графики энергии землетрясений, выделенной в 1962-2015 гг.: E_z – Земля; E_c – Северная половина; E_o – Южная половина [2].

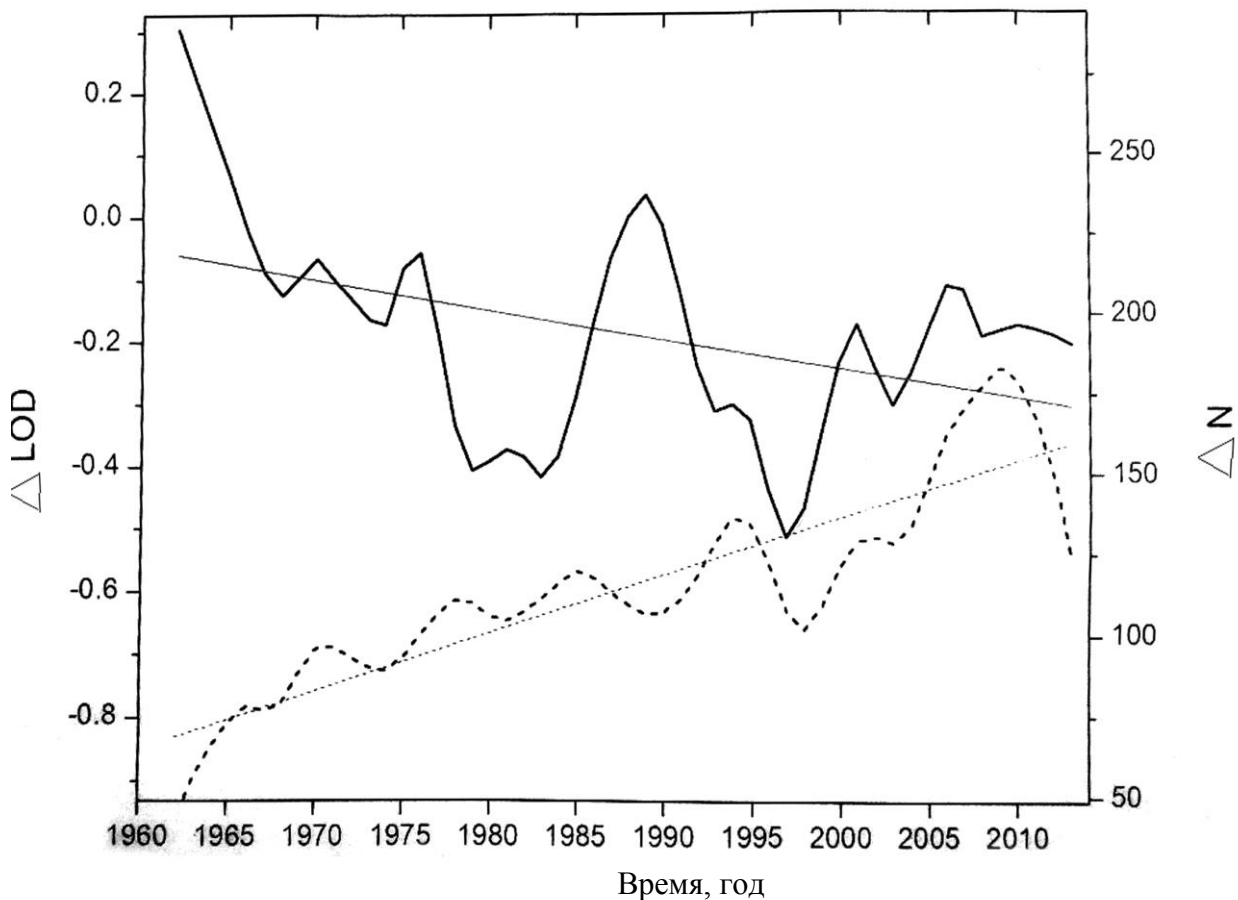


Рис. 5. Изменения среднегодовых градиентов $\Delta LOD/\Delta T$ и $\Delta N/\Delta T$.

Итак, детальные исследования связи между продолжительностью суток и параметрами сейсмичности показали, что:

- рост продолжительности суток (уменьшение скорости вращения) сопровождается ослаблением сейсмичности Земли (рис. 6-7);

- в динамике «слабой сейсмичности» главную роль играют взеземные источники энергии (рис. 8). Влияние их на сейсмичность отчетливо проявляется на сезонном распределении LOD, N и E, что указывает на общность источника энергии изменения как продолжительности суток, так и сейсмичности [4].

Максимальные коэффициенты корреляции (по модулю) между N и LOD наблюдаются при смещении экстремума числа N на три месяца (рис. 9), а между E и LOD – при 4 месяцах (рис. 10).

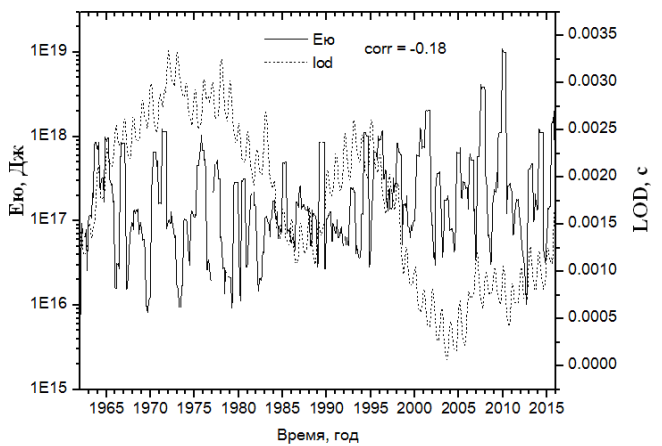
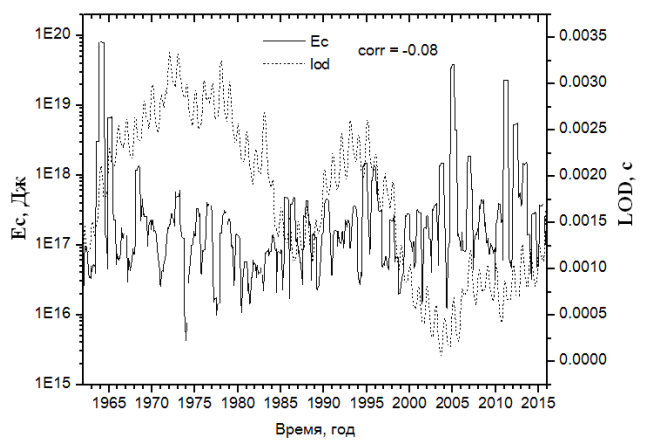
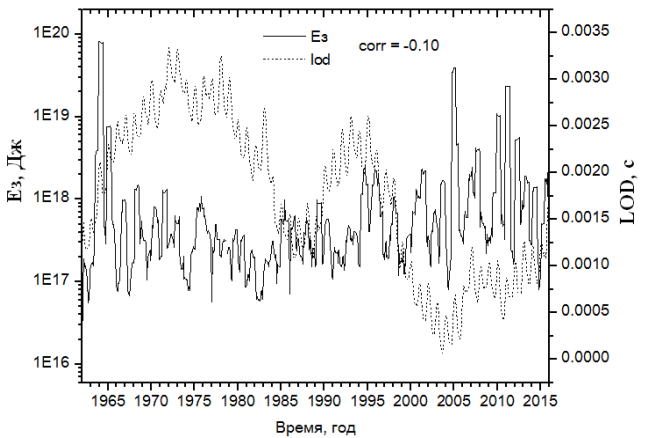
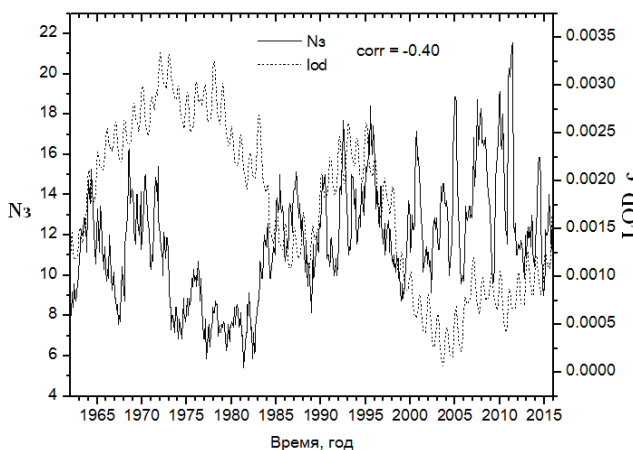
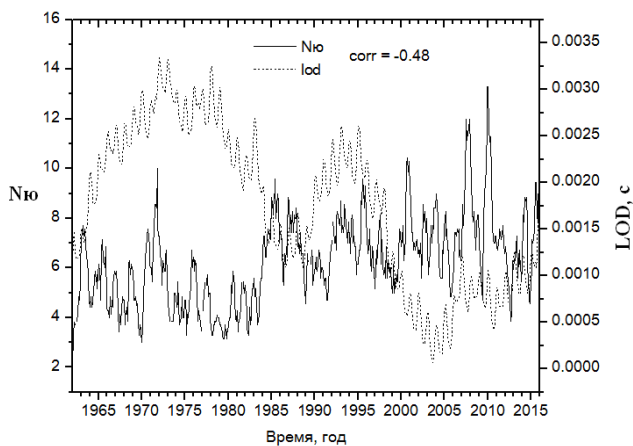
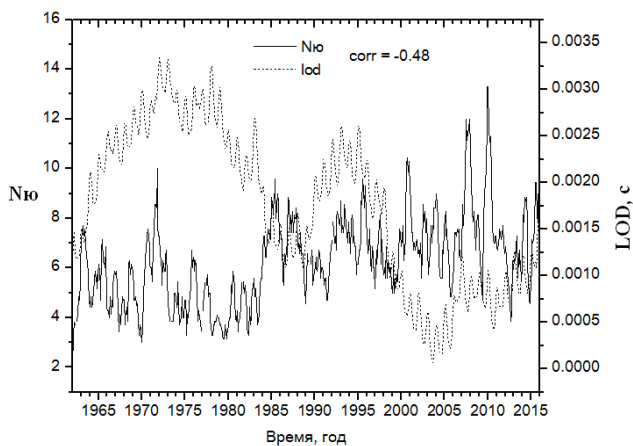


Рис. 6. Сглаженные по 6 значениям среднемесячные землетрясения, произошедшие на территории: Земли Nз; Северной половины Nс; Южной половины Nю.

Рис. 7. Графики LOD и сглаженной по 6 значениям сейсмической энергии и выделенной при землетрясениях с $M \leq 6.0$ на территории: Ез – Земли; Ес – Северной половины; Ею – Южной половины.

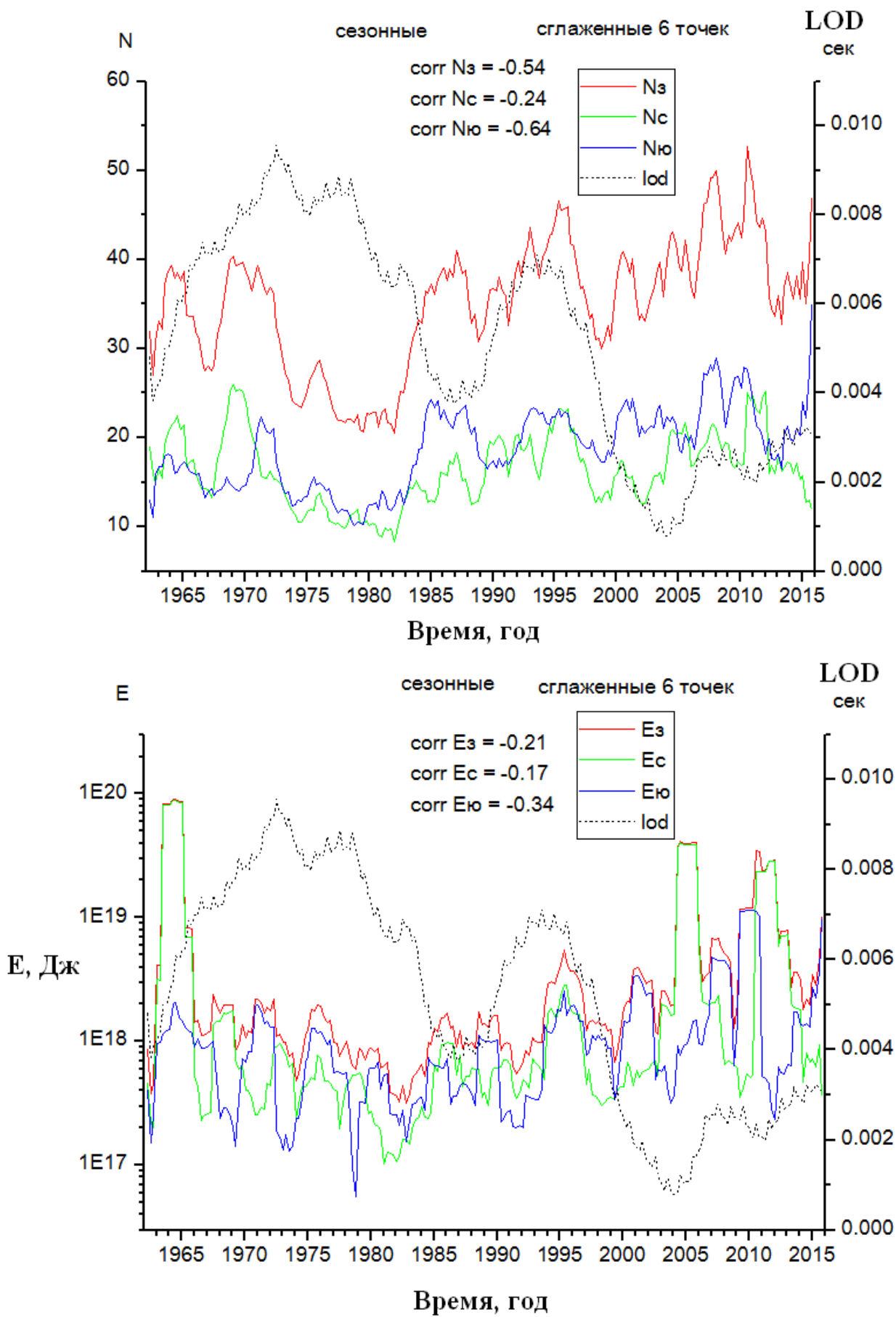


Рис. 8. Графики сглаженных через 6 точек сезонных LOD, Ni и Ei.

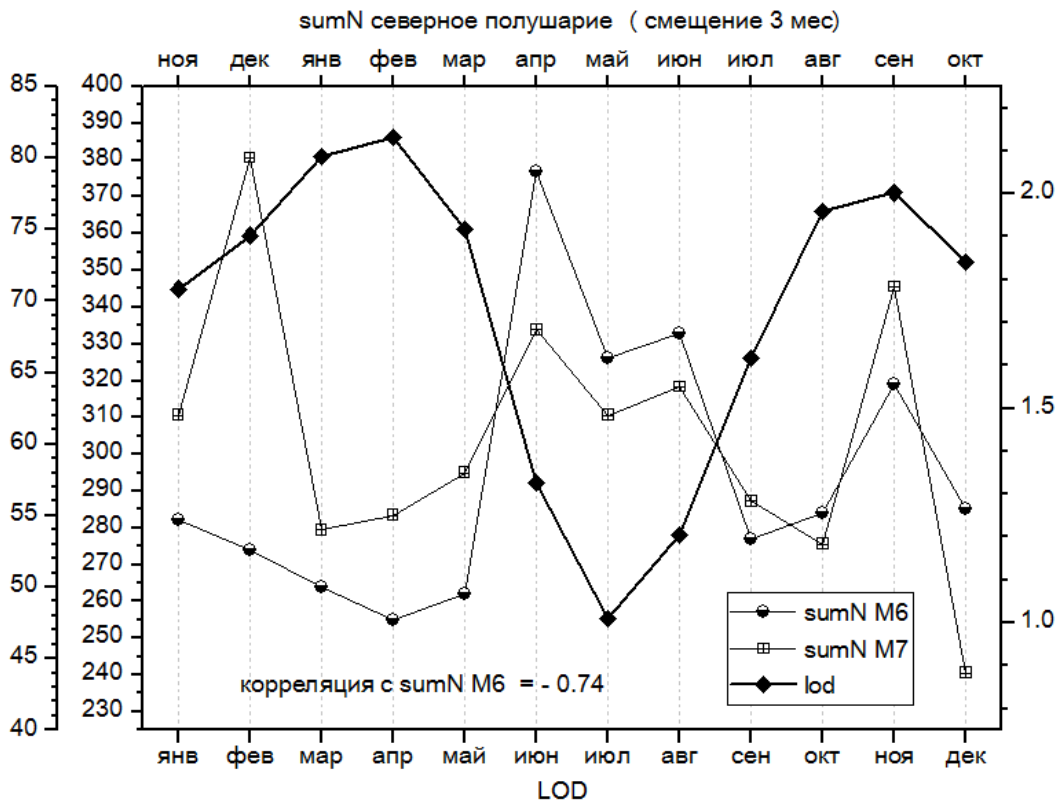


Рис. 9. Среднемесячные фазово-смещенные на 3 месяца графики изменения: суммарного количества землетрясений за период 1900-2015 гг. с $M \geq 7$ (1962-2015 гг. с $M \geq 6$) и продолжительности суток за период 1962-2015 гг. (формула расчета энергии: $E=10^{4+1.8*M}$).

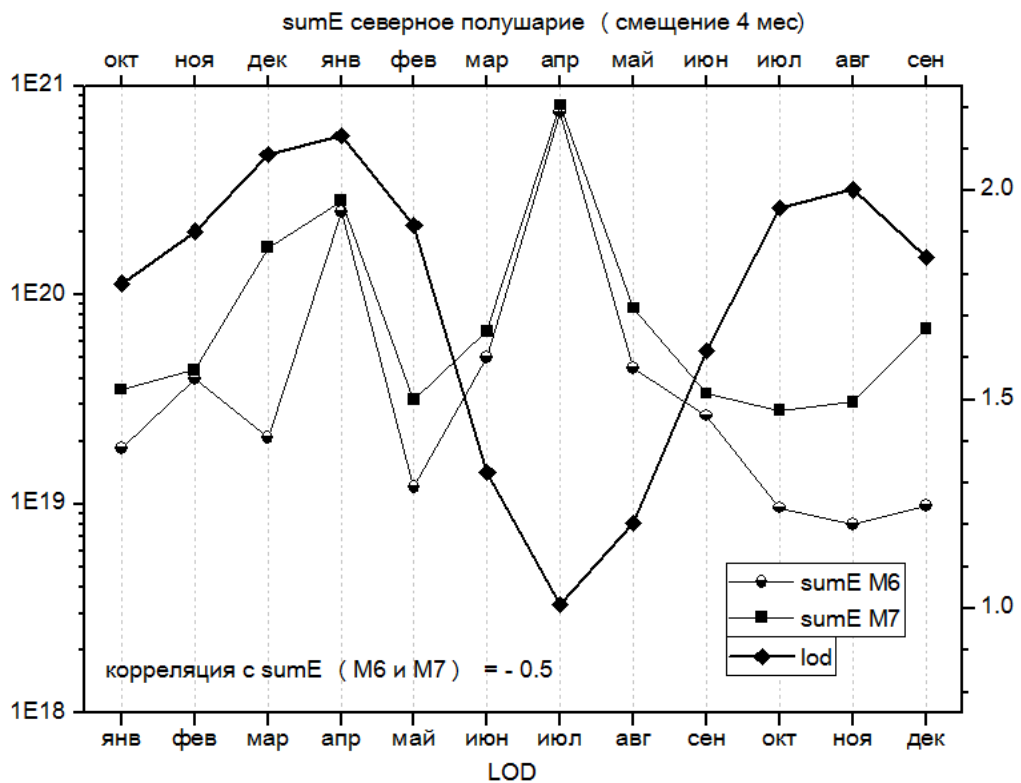


Рис. 10. Среднемесячные фазово-смещенные на 4 месяца графики изменения: суммарной энергии землетрясений за период 1900-2015 гг. с $M \geq 7$ (1962-2015 гг. с $M \geq 6$) и продолжительности суток за период 1962-2015 гг. (формула расчета энергии $E=10^{4+1.8*M}$).

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивости вращения Земли М.: Физматгиздат. 2002. 302 с.
2. Каталог NIEC (<http://quake.geo.berkeley.edu/catalog.search.html>).
3. Лейбензон А.С. Собрание трудов. Т. 4. 1955. 398 с.
4. Курскеев А.К. Силы гравитационного взаимодействия планет Солнечной системы как основа динамики природных процессов // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. 43-50 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ РАЙОНА ТАДЖИКСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО КОМБИНАТА «ЗЕРАВШАН» (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Андамов Р.Ш.

тел.: +992 37 238 12 92, 0 700 61 363; e-mail: andamov71@mail.ru

Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Республика Таджикистан

В геоморфологическом отношении участок приурочен к поверхности III надпойменной левобережной террасы р. Зеравшан. Рельеф участка ровный, с незначительным уклоном в юго-западную сторону, на отметке 999,78 м. резко обрывается в сторону сторожевой башни. Высотные отметки участка работ составляют 999-1000 м. в местной и Балтийской системе координат и высот.

Исследуемый участок работ располагается на поверхности III левобережной террасы р. Зеравшан, в месте впадения в нее правого притока р. Магиан, и находится довольно высоко над руслом реки Зеравшан.

Инженерно-геологические исследования производились с целью комплексного исследования грунтовых и гидрогеологических условий, физических свойств и химического состава грунтов, слагающих юго-западную часть рассматриваемой территории (Султон Санджар), вблизи Таджикского золоторудного комбината в кишлаке Сужина Пенджикентского района [1-3].

Внутренняя часть участка вблизи поверхности сложена мелкоземистыми грунтами (antQ_{IV}), состоящими из переслаивающихся супесей и суглинков, с включением осколков керамических изделий, песка и гальки, мощностью более 6,0 м.

С целью изучения грунтов была проведена проходка вертикальных горных выработок (шурфов) глубиной до 6,0 м. Подземные воды в пройденных шурфах до глубины 6,0 м. не вскрыты, что исключает их влияние на грунты участка.

В результате проведенных работ в геолого-литологическом разрезе можно выделить слой глинистых грунтов (см. рисунок 1), сформировавшихся в течение нескольких последних веков, перекрытых с поверхности растительным слоем. Выделение инженерно-геологических элементов в пределах активной зоны фундаментов и разведанной толщи грунтов выполнено в соответствии с ГОСТ 20522-96.

В результате проведенных полевых работ и камеральной обработки данных с использованием расчетов в геолого-литологическом разрезе выделено 2 инженерно-геологических элемента.

Инженерно-геологический элемент № 1 представлен грунтом растительного слоя, мощностью 0,10 м., состоящим из супеси с корнями травянистых растений. Рекомендуемая для расчетов плотность грунта составляет 1,20 т/м³.

Инженерно-геологический элемент № 2 представлен грунтом, состоящим из слоев супеси и суглинка, который, по нормативным параметрам, относится к супесям, в них часто

наблюдаются включения обломков керамической посуды, гальки, мелкого щебня и песка, мощностью более 6,0 м.

Плотность грунта в естественном залегании (см. табл. 1) составляет 1,43-1,53 т/м³, нормативное значение – 1,48 т/м³, расчетное значение по первому предельному состоянию – 1,45 т/м³, по второму – 1,82-1,84 т/м³, расчетное значение по первому предельному состоянию – 1,81 т/м³, по второму предельному состоянию – 1,83 т/м³.

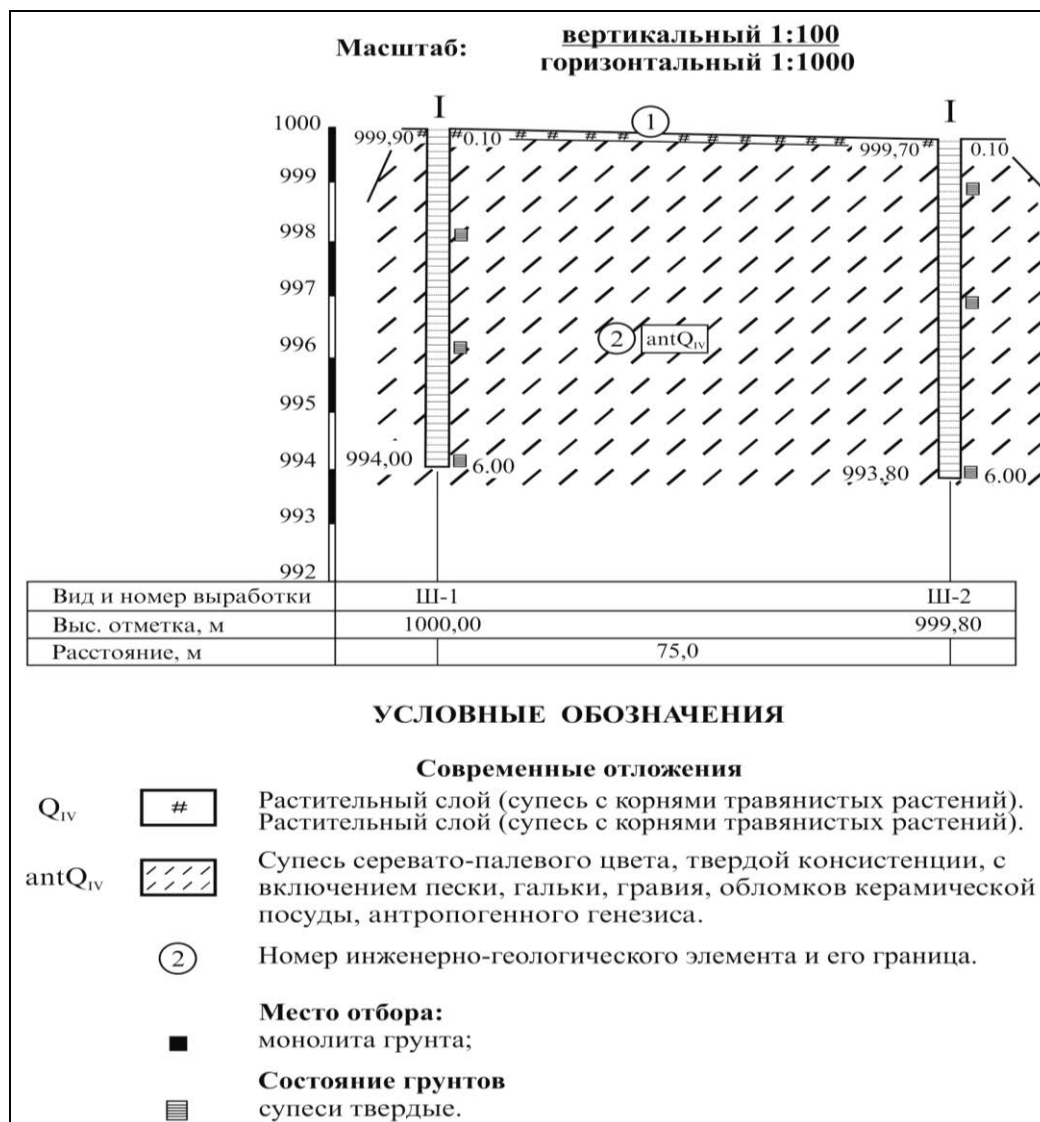


Рис. 1. Инженерно-геологический профиль-разрез по линии I-I.

При нормативном значении (0,115 МПа) природная влажность грунта составляет 0,92-0,133; коэффициент пористости – 0,978-1,038, при нормативном значении – 1,010.

При нормативном значении (1,0-1,1 МПа) модуль деформации грунта в естественном состоянии составляет 5,2-9,3 МПа.

Расчетное сопротивление грунта в соответствии с требованиями МКС ЧТ 50-01-2007 рекомендуется принять: в естественном состоянии – 300 кПа, в водонасыщенном (замоченном) состоянии – 150 кПа.

Прочностные характеристики грунта определялись по схеме неконсолидированного среза в водонасыщенном состоянии и имеют следующие значения: нормативное значение сцепления – 0,0283 МПа, угла внутреннего трения – 23°01'; расчетные значения: по первому предельному состоянию сцепления – 0,024 МПа, угла внутреннего трения – 22°02', по второму предельному состоянию, соответственно, 0,025 МПа и 22°25'.

Просадочные свойства грунтов изучаемого участка весьма разнообразны как по площади, так и по глубине, и проявляются и при дополнительных нагрузках, и при природном (бытовом) давлении.

Величина относительной просадочности при бытовом давлении составляет 0,011-0,025, при дополнительных нагрузках – 0,050-0,088.

Величина возможной суммарной просадки при природном давлении составляет 10,29 см при мощности разведанной просадочной толщи 5,9 м.

Тип грунтовых условий по проявлению просадочных свойств относится ко второму типу – II. Начальное просадочное давление составляет 0,0333 – 0,0439 МПа, нормативное значение – 0,036 МПа (табл. 1). Следует учесть, что при дополнительных нагрузках просадочные свойства грунтов резко возрастают.

По химическому составу грунты участка незасоленные, содержание сухого остатка составляет 1592-1633 мг/кг грунта (см. табл. 2).

По содержанию сульфатов грунты обладают слабой агрессией по отношению к бетонам марки W⁴ и W⁶ по водонепроницаемости на портландцементе по ГОСТ 10178-85 и не агрессивны к другим маркам бетона.

По суммарному содержанию сульфатов и хлоридов грунты не обладают агрессивными свойствами по отношению к бетонным и железобетонным конструкциям.

Сейсмическая активность участка изысканий, согласно картам тектонического районирования, новейшей тектоники и карте вергентности Центрального Таджикистана, составляет 8 баллов; категория грунтов по сейсмическим свойствам – III (третья); расчетная сейсмичность принята в 9 баллов.

Показано, что по результатам инженерно-геологических изысканий участок по геологическому строению является однородным.

Физико-механические характеристики грунтов, которыми следует пользоваться при расчете основания фундаментов, приведены в таблицах 1 и 2.

Выводы

1. Исследованные лессовые грунты района работ по физико-механическим свойствам относятся ко второй группе типа просадочности, а по химическому составу являются агрессивным.

2. Рекомендуются при строительстве гидротехнических и других объектов учитывать состав и поведение лессовых грунтов, обладающих просадочными при дополнительных давлениях и сейсмо-просадочными катастрофическими деформациями при различных природных и техногенных нагрузках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андамов Р.Ш. Проявления гравитационных образований в долинах рек Яфч, Дуоба Чоре и Кумарх (Зеравшанский хребет) // Известия вузов. Бишкек. № 1. 2015. С. 97-99.
2. Андамов Р.Ш. Особенности четвертичных отложений верхней части долины реки Зеравшан в связи с освоением новых орошаемых земель // Вестник ТНУ. 1/5(188). Душанбе: Сино. 2015. С. 230-232.

Таблица 1. Физико-механические свойства грунтов

№ п.п.	№ ИГЭ	№ выработки	глубина, м	Удельный вес	В				Пористость грунта	Коэффициент пористости грунта		Влажность грунта в дол.ед.					Число пластичности	Наименование грунта
					естественном	при полном насыщении	Во взвешенном	скелета		При естественной влажности	При влажности на границе текучести	природная	влажности в естественном	Полная влагоемкость	На границе текучести	На границе раскатывани		
				ρ_s	ρ	ρ_v	ρ_v	ρ_d	n	e	e_L	W	I_w	W_{II}	W_L	W_p	J_p	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	2	Ш-1	2,0	2,68	1,50	1,83	0,83	1,33	0,503	1,015		0,128	0,34	0,378	0,289	0,211	0,078	суглинок
2	2	Ш-1	4,0	2,67	1,45	1,83	0,83	1,33	0,501	1,007		0,094	0,25	0,377	0,243	0,186	0,057	супесь
3	2	Ш-1	6,0	2,67	1,47	1,83	0,83	1,32	0,507	1,023		0,115	0,30	0,384	0,274	0,207	0,067	супесь
4	2	Ш-2	1,0	2,68	1,51	1,84	0,84	1,34	0,500	1,000		0,127	0,34	0,373	0,285	0,209	0,076	суглинок
5	2	Ш-2	3,0	2,67	1,43	1,82	0,82	1,31	0,509	1,038		0,092	0,24	0,389	0,246	0,188	0,058	супесь
6	2	Ш-2	6,0	2,67	1,53	1,84	0,84	1,35	0,494	0,978		0,133	0,36	0,366	0,256	0,192	0,064	супесь

Таблица 2. Физико-механические свойства грунтов

№ п.п.	коэффициент					Модуль деформации.		Величина природного давления, МПа	Относительная просадочность						Начальное просадочное давление, МПа	Угол внутреннего трения, °		Сцепление, МПа.		Консистенция	
	Уплотнения в естественном сост	Уплотнение в водонасыщенном	Зависящий от бокового расширения грунта	Условия работы в естественном	Условия работы в водонасыщенном состоянии	В естественном состоянии, МПа	В водонасыщенном состоянии, МПа		При природном давлении, МПа	При нагрузке е.р. + 0.05 МПа	При нагрузке р. + 0.1 МПа	При нагрузке е.р. + 0.15 МПа	При нагрузке е.р. + 0.2 МПа	При нагрузке р. + 0.25 МПа		В естественном состоянии, °	В водонасыщенном состоянии, °	В естественном состоянии, МПа	В водонасыщенном состоянии, МПа	В естественном состоянии	В водонасыщенном состоянии
	a	a_w	β	m	m_w	E	E_w	P_n						P_{ps}	ϕ	ϕ_w	C	C_w	J_L	J_L	
20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
1	0,50	1,14	0,644	2	1	5,2	1,1	0,0363	0,011	0,029	0,046	0,061	0,076	0,0333		22		0,0300	<0	2,14	
2	0,38	1,35	0,680	2	1	7,2	1,0	0,0732	0,023	0,046	0,068	0,088		0,0318					<0	3,35	
3	0,29	1,30	0,664	2	1	9,3	1,0	0,1098	0,025	0,038	0,050			0,0439					<0	2,64	
4																22		0,0275	<0	2,16	
5																24		0,0250	<0	3,47	
6																			<0	2,72	

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ КЛАССИФИКАТОРОВ ФОТОАНОМАЛИЙ КАНАЛОВ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА

Аслонов А.А., Раббимкулов С.А., Расулжонов М.С., Азимов Б.Г., Умурзаков Р.А.
тел.: +998(94)-644-21-58; e-mail: b.azimov53@mail.ru

Ташкентский государственный технический университет им. Абу Райхана Беруни,
г.Ташкент, Узбекистан

В настоящее время специалистами Ташкентского государственного технического университета им. Абу Райхана Беруни под руководством проф. А.А.Абидова разработана инновационная технология по картированию в полевых условиях нефтегазоперспективных участков, формирующихся под действием каналов глубинного теплопереноса (КГТМП), являющегося важным фактором в процессе образования углеводородов [1]. Принципиально новый поисковый метод основывается на микстгенетической концепции, т.е. нефть и газ – это продукты преобразования рассеянного органического вещества в результате воздействия на них ювенильного теплопереноса, идущего по каналам, представляющим собой ослабленные зоны земной коры.

Следовательно, *прикладное значение микстгенетической концепции природного синтеза углеводородов* заключается в разработке методики локального прогноза нефтегазоносности недр на поисковом и разведочном этапах геологоразведочного процесса, на что выдан патент, зарегистрированный в Государственном патентном ведомстве Республики Узбекистан [2]. В основу данного изобретения положен новый метод локального прогноза нефтегазоносности недр, который проводится в комплексе с недорогостоящими и оперативными полевыми исследованиями по изучению теплового потока и геохимических особенностей недр по эманациям ювенильных газов. Комплексирование этих двух методов производится впервые. Оно направлено на решение принципиально новой единой задачи картирования каналов ГТМП, занимающих ключевую позицию в микстгенетической концепции образования нефти и газа (рис. 1).

Наряду с региональными особенностями приуроченности каналов ГТМП к определенной мегазоне [4-5], обладающей специфическим фототонном в ближней инфракрасной части спектра, видимо, будут существовать локальные особенности, позволяющие диагностировать конкретные каналы ГТМП (рис. 2).

Для разработки дистанционного метода выявления площадей, перспективных для поиска и разведки месторождения углеводородов на основе спектральных классификаторов фотоаномалий, формирующихся под действием каналов глубинного теплопереноса, необходимо проведение следующего комплекса специальных работ [6].

1. Каналы глубинного теплопереноса, закартированные полевым методом, определяются как эталонные полигоны.

2. На эталонных полигонах по выбранным профилям синхронно выполняется комплекс работ, включающий наземное спектрометрирование и полевое многозональное фотографирование с высоты 3-5 м с целью анализа плотности фототона комплекта многозональных полевых фотоизображений и разработки наземных спектральных классификаторов фотоаномалий, сформированных под действием каналов ГТМП.

3. На эталонных полигонах по выбранным профилям синхронно выполняется комплекс работ, включающий аэроспектрометрирование и многозональное аэрофотографирование на трёх уровнях генерализации, т.е. высотном (высота 10000 м), обычном (высота 1500-2000 м) и низком (высота 500-1000 м), с целью анализа плотности фототона комплекта многозональных аэрофотоизображений и разработки спектральных классификаторов фотоаномалий, сформированных под действием каналов ГТМП.

Целенаправленными комплексными исследованиями в пределах Бухарской и Чарджоуской нефтегазаноносных областей Туранской нефтегазаноносной провинции были

закартированы 12 погребенных каналов ГТМП в виде изометричных аномалий с амплитудами 90-120 мВт/м² при фоновых значениях для региона 65 мВт/м².

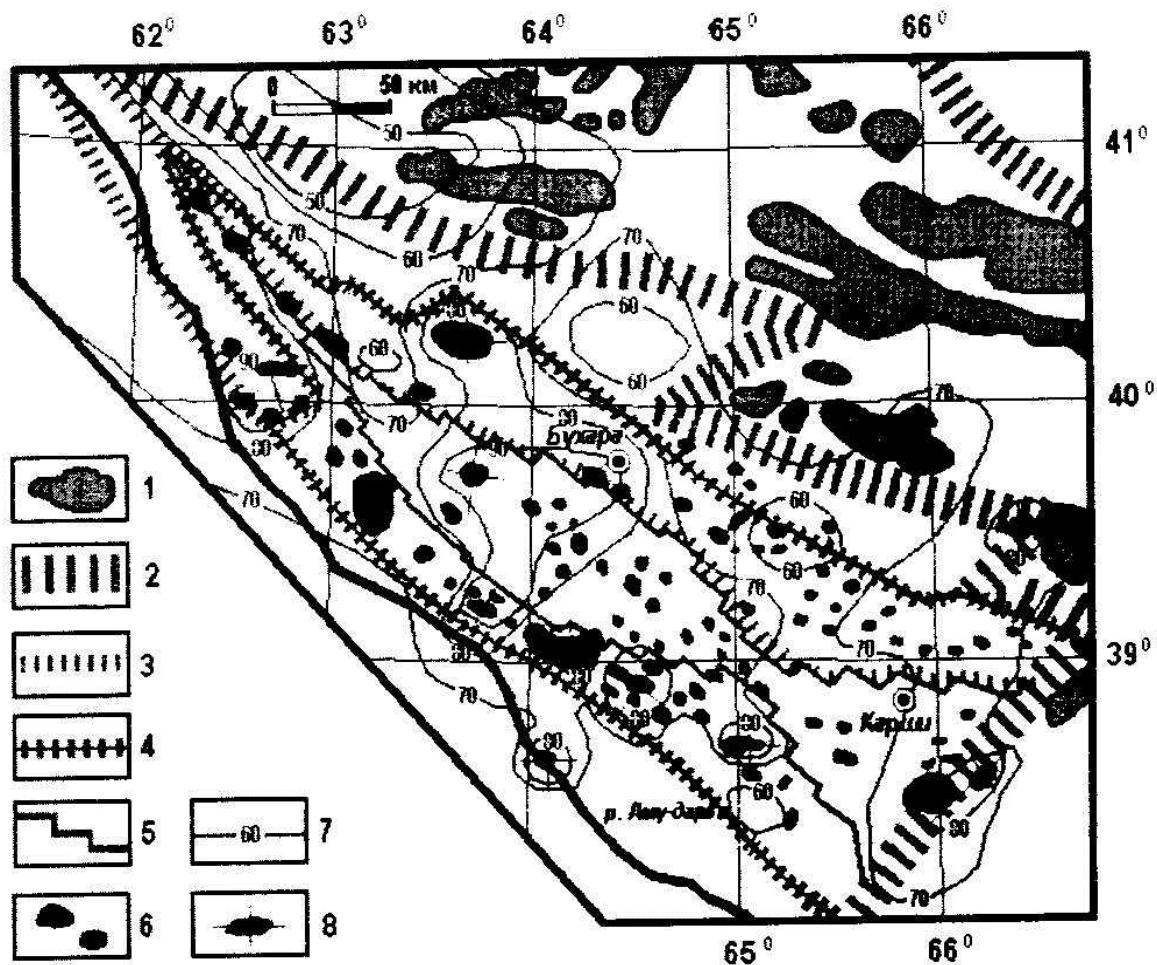


Рис. 1. Карта плотности теплового потока Бухарской и Чарджоуской НГО (составили А.А. Абилов, Ф.Г. Долгополов, А.А. Поликарпов, 2002 г.).

Условные обозначения: 1 – выходы на дневную поверхность палеозойских образований; 2 – границы литосферных плит; 3 – границы тектонических ступеней; 4 – контуры погребенной палеорифтовой системы; 5 – границы центрального грабена; 6 – скопления углеводородов; 7 – изолинии плотности теплового потока мВт/л²; 8 – интенсивные изометричные аномалии над каналами глубинного теплопереноса.

4. Определяются плотности фототонов комплекта многозональных космических изображений крупного масштаба Landsat визуальным экспресс-методом и автоматизированным методом дешифрирования с целью:

- отображения степени влияния аэро- и наземных спектральных образов аномалий, сформированных под действием каналов ГТМП, на плотность фототона крупномасштабных многозональных космических изображений;

- на основе анализа плотности фототона комплекта многозональных космических изображений разработать спектральные классификаторы фотоаномалий, сформированные под действием каналов ГТМП;

- использования спектральных классификаторов фотоаномалий, отражающих каналы ГТМП, при прогнозных построениях.

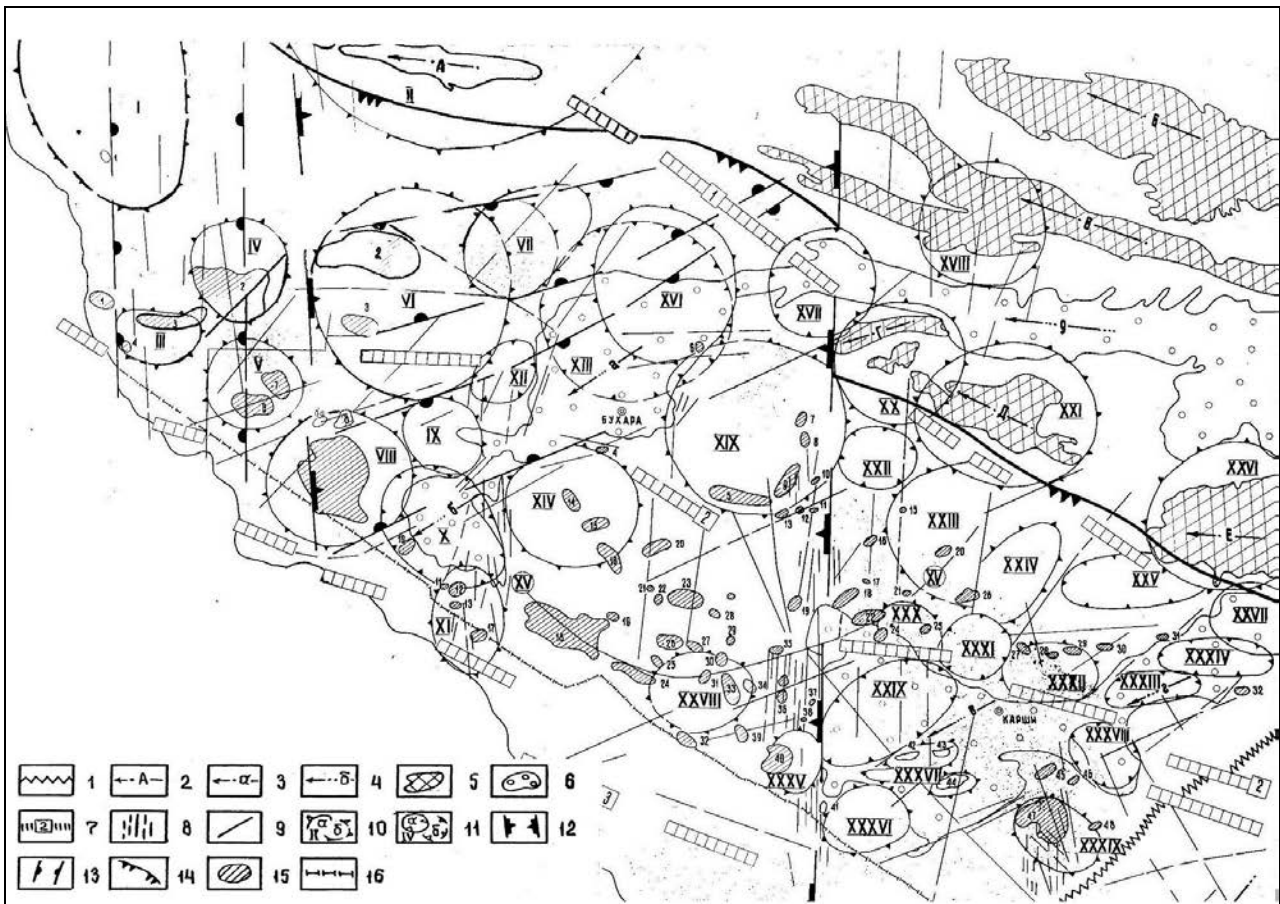


Рис. 2. Космоструктурная карта Бухаро-Хивинского НГР масштаба 1:500 000 по данным синхронной интерпретации многозональных КСИ и геолого-геофизических материалов (по Б.Г. Азимову, В.В. Коловатову, 1995).

1. Крупные морфоструктурные элементы, дешифрируемые на КАТЭ на многозональных КСИ в диапазоне 0,5-0,7 мкм: 1 – фрагмент Западно-Тянь-Шаньского линеймента – отражение одноименного глубинного разлома, разделяющего платформу и постплатформенный ороген; 2 – оси мегантиклиналей в зонах платформы с выходами на поверхность домезозойского фундамента, имеющие выровненные вершины и сильно расчлененные склоны: А – Кульджуктауская, Б – Северо-Нуратауская, В – Южно-Нуратауская, Г – Зиаэтдинская, Д – Зирабулакская, Е – Кара-Тюбинская (дешифрируются по наличию шероховатой структуры и темно-серого и темного фототонув); 3 – оси мегантиклиналей в зонах постплатформенной активизации с выходами мезозойских отложений с сильно расчлененной поверхностью: а – Юго-Западный Гиссар дешифрируется по ветвистому рисунку изображения и темно-серому фототону); 4 – оси прогибов, сложенных мощными современными отложениями: а – Бухарский, б – Каракульский, в – Бешкентский, г – Кашкадарьинский, д – Самаркандский (дешифрируются по черному и темно-серому фототону хлопьевидным, мозаично-пятнистым и зернистым рисунком изображения); 5 – выходы палеозойских отложений; 6 – прогибы, сложенные четвертичными отложениями; 7 – разломы, выраженные на поверхности домезозойского фундамента и в покрове: Предкызылкумский (1), Бухарский (2), Амударьинский (3); 8 – зоны линейментной трещиноватости, совпадающие с тектоническими нарушениями фундамента, ранее известными по геофизическим данным; 9 – протяженные линейменты. Кольцевые, овальные и дуговые космоэлементы, отражающие структуры мезокайнозойского чехла: 10 – поднятия, дешифрируемые: а – уверенно; б – неуверенно (I – Янгиказганское, II – Кульджуктауское, III – Кульбешкакское, IV – Учкырское, V – Аккумское, VI – Газлинское, VII – Янгикудукское, VIII – Кандымское, IX – Джумабайское, XI – Тегерман-Узуншорское, XIV – Чандырское, XV – Денгизкуль - Ходжихайрамское, XVIII – Южно-Нуратауское, XIX – Каганское, XX – Зиаэтдинское, XXI – Зирабулакское, XXIII – Кызылрабатское, XXIV – Карабаирское, XXVI – Кара-Тюбинское, XXVII – Зевардинское, XXX – Майманак-Каракумское, XXXII – Кунгуртское, XXXV – Култакское, XXXVI – Гирсанское, XXXVII – Камаши-Нишанское, XXXIX – Шуртанское); 11 – прогибы,

дешифрируемые: а – уверенно, б – неуверенно (X – Алатский, XII – Северо-Каракульский, XIII – Бухарский, XVI – Рометанский, XVI – Зерафшанский, XXII – Ямбагинский, XXV – Кокдалинский, XXVII – Южно-Каратюбинское, XXIX – Бешкентский, XXXI – Руадсайский, XXXIII – Кашкадарьинский, XXXIV – Верхнекашкадарьинский, XXXVIII – Джамбулакский). Структурные элементы, дешифрирующиеся только на КСИ в диапазоне 0,8-1,0 мкм: 12-13 – внешние контуры космоструктур, уверенно дешифрируемые в виде темно-серых фотоаномалий: 12 – мегазона; 13 – мезозоны; 14 – северная граница Бухаро-Хивинского НГР; 15 – месторождения нефти и газа; 16 – административная граница.

Таким образом, использование комплектов многозональных космических изображений разного масштаба преследует следующую цель: на комплектах мелкого и среднего масштабов определяются главные геоструктурные элементы, контролирующие миграцию глубинных углеводородов на поверхность, а комплекты крупного масштаба способствуют выявлению спектральных классификаторов фотоаномалий, формирующихся на поверхности каналов глубинного тепломассопереноса под действием тепловых и геохимических аномалий. При исследованиях оптических характеристик существующих каналов ГТМП дистанционный геолог-эксперт может участвовать, только вооружившись унифицированным фототометром.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абидов А.А. Генезис нефти и газа и методика поисков их местоскоплений. Ташкент: Фан. 2010. 258 с.
2. Способ выявления площадей, перспективных для поиска и разведки месторождений углеводородов / Авт.: А.А.Абидов, Т.И. Бабаджанов, А.Б.Бигараев, И.И.Дивеев, Ф.Г. Долгополов, А.А. Поликарпов, И.Х. Халисмаев, У.П. Рахматов. Патент на изобретение № IAP 03894. Зарегистрирован в государственном реестре изобретений Республики Узбекистан. г. Ташкент 05.02.2009.
3. Азимов Б.Г., Мухамадалиева Х.Д. Применение многозональных космических изображений для изучения тектонического строения нефтегазоносных бассейнов Средней Азии // *Узбекский геологический журнал*. Ташкент. 1991. № 3. С. 53-58.
4. Азимов Б.Г. Принципы мелкомасштабного нефтегазогеологического районирования Средней Азии // *Материалы Республиканской научно-практической конференции: Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения*. Ташкент. 2009. С. 53-53.
5. Азимов Б.Г. Мелкомасштабное космоструктурное районирование Средней Азии на основе многозонального метода // *Вестник ТашГТУ*. Ташкент. 2012. № 3. 140-143 с.
6. Абидов А.А., Азимов Б.Г., Халисмаев И.Х., Садуллаев А.Ш. Разработка спектральных классификаторов фотоаномалий каналов глубинного тепломассопереноса (на примере Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона) // *Вестник ТашГТУ*. Ташкент. 2012. № 3. 140-143 с.

СОЗДАНИЕ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ АВТОМАТИЗАЦИИ ПРОЦЕССА СБОРА, ХРАНЕНИЯ И ВИЗУАЛИЗАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Аширов Б.М., Жакупов Н.С., Кадырханова Н.Ж., Джанабилова С.О.
тел.: 7272 694614; факс: 7272 694623; e-mail: seismology@seismology.kz
ТОО «Институт сейсмологии» МОН РК, г. Алматы, Казахстан

В настоящее время интенсивно развивается направление по созданию электронных карт, моделей виртуальной реальности, картографических анимаций, мультимедийных атласов, ГИС-технологий.

Уровень развития информационных технологий предоставляет возможность использования цифровых моделей рельефа, данных дистанционного зондирования, баз геоданных и программных средств для разработки новых методов и подходов к процессу составления и оформления карт. Это позволяет повысить качество, полноту, достоверность, современность и выразительность картографической информации.

Внедрение современных информационных технологий для ввода, оцифровки, управления и систематизации геолого-геофизической информации позволят совершить переход от статичной, централизованной информационной структуры к динамичной, гибкой распределенной системе получения и обработки информации, ориентированной на пользователя. В данной работе представлена структура специализированной системы управления базой данных (СУБД), предназначенная для ввода, хранения и управления растровыми и цифровыми векторными данными. СУБД является низкочувствительной, имеет чрезвычайно низкий институциональный и социальные риски.

В процессе работы осуществлялся сбор геолого-геофизических материалов (карт, схем, атласов, альбомов и отчетных данных) по обобщающим работам, специальным публикациям. Собранные данные анализировались, систематизировались и взаимно увязывались.

Структура и технология СУБД. Основу СУБД Каспийского региона и Прикаспийской впадины «КРиПВ» составляют прикладные приложения по сбору, хранению и управления пространственно распределенной картографической информацией. Эти приложения: «dbEdit», «MapCombiner», «Catalog» и «WorkSpacer» (рис. 1) позволяют совмещать преимущества обработки информации, которыми обладают базы данных, а также предоставлять наглядность карт и схем. В них совмещены эффективные средства анализа и представления данных. Приложения разработаны с использованием языков программирования Си, Delphi, MapBasic.

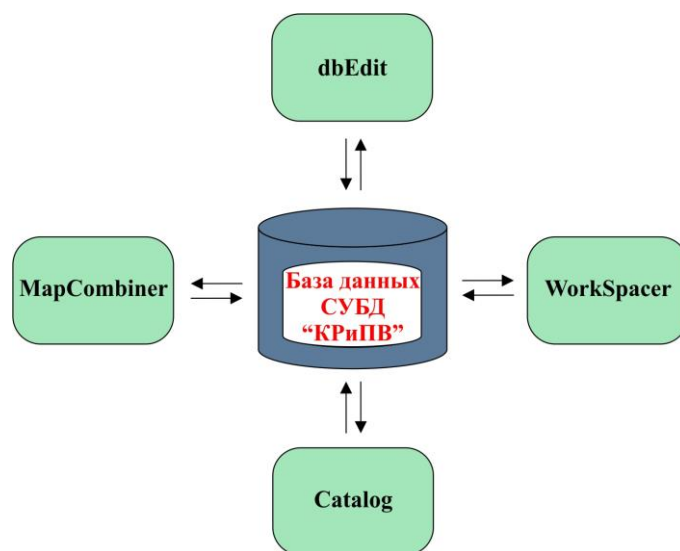


Рис. 1. Схема взаимодействия СУБД.

Приложение «dbEdit» предназначено для ввода данных в базу (рис. 2). Данные в базе состоят из таблиц MapInfo, которые и являются основным местом хранения данных. Выполняются такие операции как первичный ввод с занесением атрибутивных данных, характеризующих объект, редактирование и удаление данных. Также для указания пути

размещения таблиц MapInfo и самой базы служат кнопки «Изменить путь» и «Параметры». После ввода данных сведения поступают в единую базу.

«**MapCombiner**» – приложение, которое предоставляет доступ к списку карт, метаданных, поиску, хранению и комбинированию информации (рис. 3).

Программа создавалась в соответствии с принципами дружелюбности к пользователю и обладает интерфейсом, основанном на меню и диалогах. Комплекс разработан в технологии объектно-ориентированного программирования MapBasic. Это обеспечивает единообразную обработку подобных объектов таких, как различные рабочие наборы, таблицы и т.п.

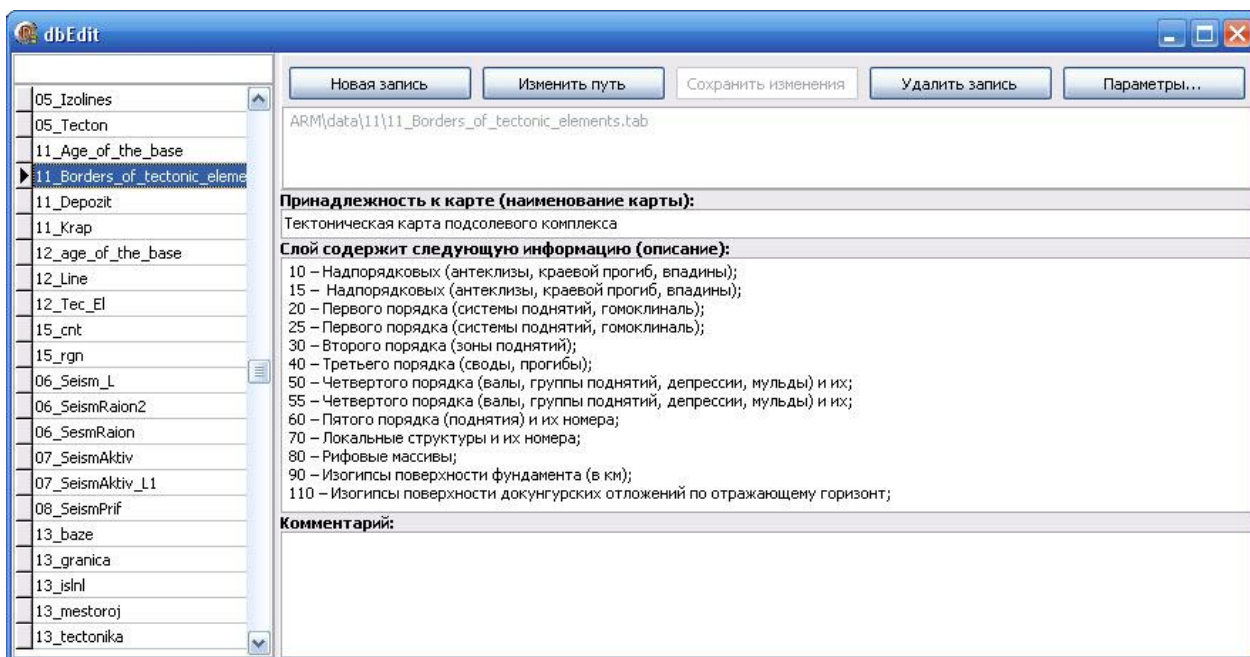


Рис. 2. Внешний вид приложения «dbEdit».

«**Catalog**» – это приложение для хранения, визуализации, каталогизации и классификации Картографического Банка Данных (рис. 4).

В соответствии со сформулированными принципами построения программы было создано головное ядро системы, поддерживающее открытый динамический список карт, представляющих собой отдельные окна. Это позволило не накладывать искусственных ограничений на количество, вид и состав карт. Ограничения носят естественный характер: количество карт лимитируется лишь объемом оперативной и виртуальной памяти и свободными ресурсами операционной системы. Таким образом, программа позволяет иметь на экране весь картографический материал одновременно выстраиваемых рядов. Это особенно удобно, при быстром визуальном поиске нужной карты. При выделении нужной карты в отдельном окне появляется краткое описание этой карты.

«**WorkSpacer**» – приложение для просмотра существующих и создания новых рабочих наборов MapInfo (*.wor), а также для комбинирования данных с целью получения новых тематических карт (рис. 5).

В настоящее время для хранения данных широко используется популярная модель клиент-сервер, разделяющая функции приложения пользователя (клиента) и сервера. В этом случае доступ к базе данных для группы клиентов выполняется специальным компьютером-сервером. Клиент дает запросы серверу выполнить те или иные операции поиска или визуализации базы данных, инициализированные на выполнение программным обеспечением клиента. Подразумевается, что будет установлен мощный и надежный сервер, который будет ориентирован на операции с запросами самым оптимальным способом,

обрабатывать и выполнять их и сообщать клиенту результаты своей работы, выводя их на экран.

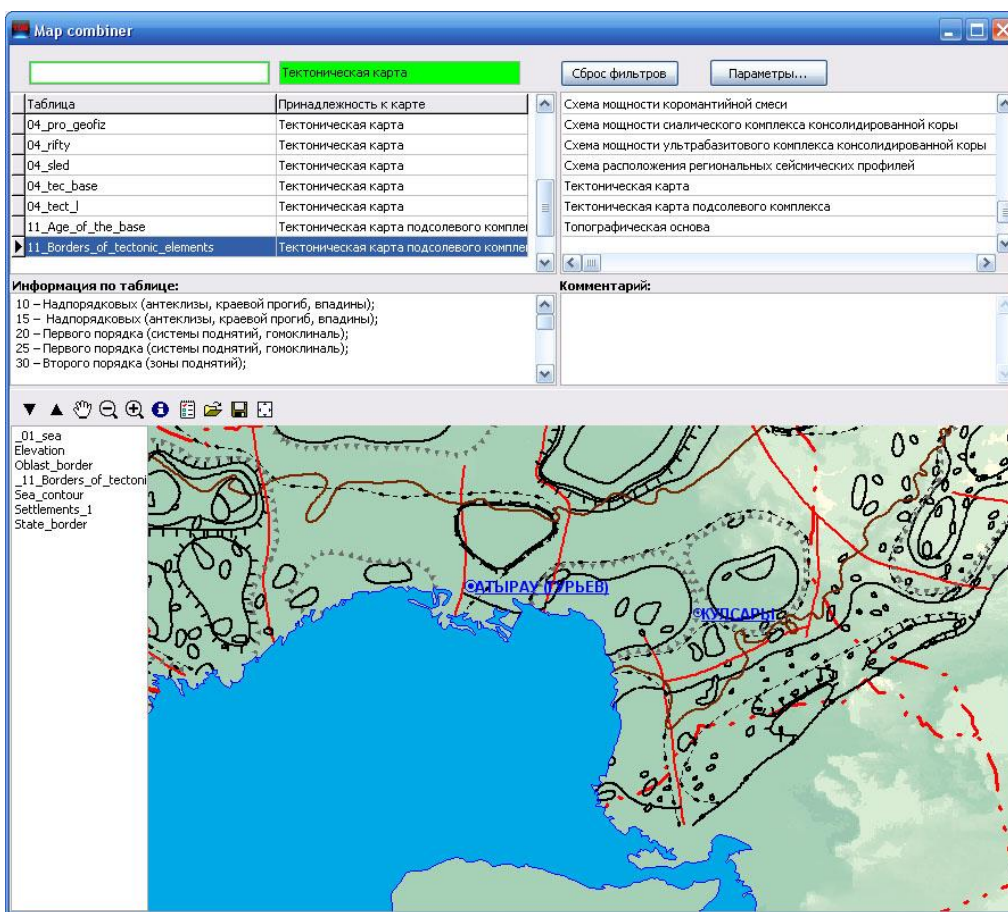


Рис. 3. Внешний вид приложения «MapCombiner».

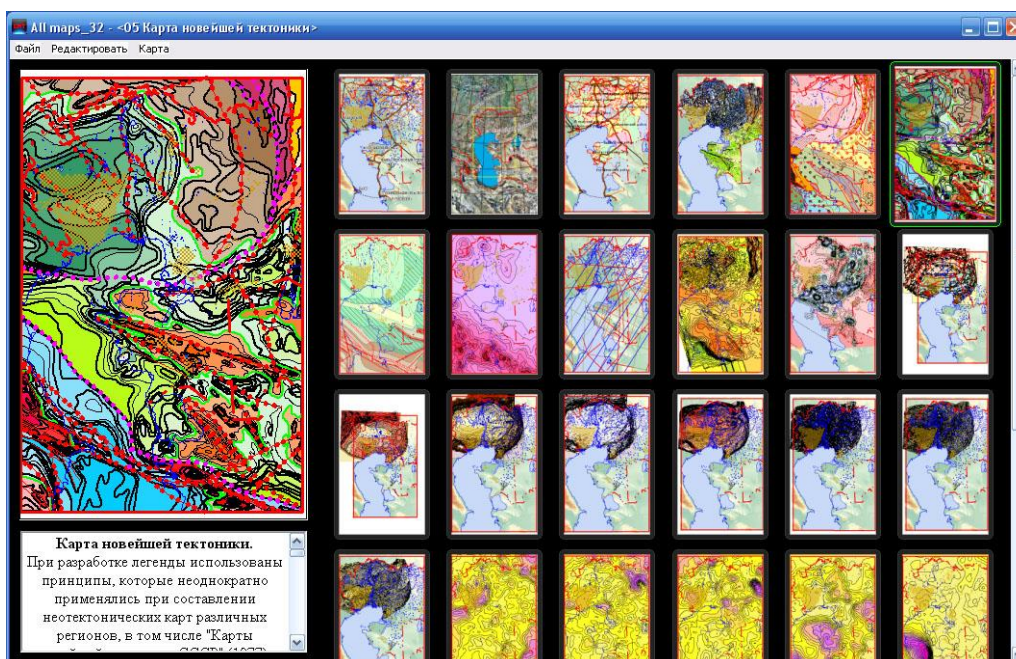


Рис. 4. Внешний вид приложения «Catalog».

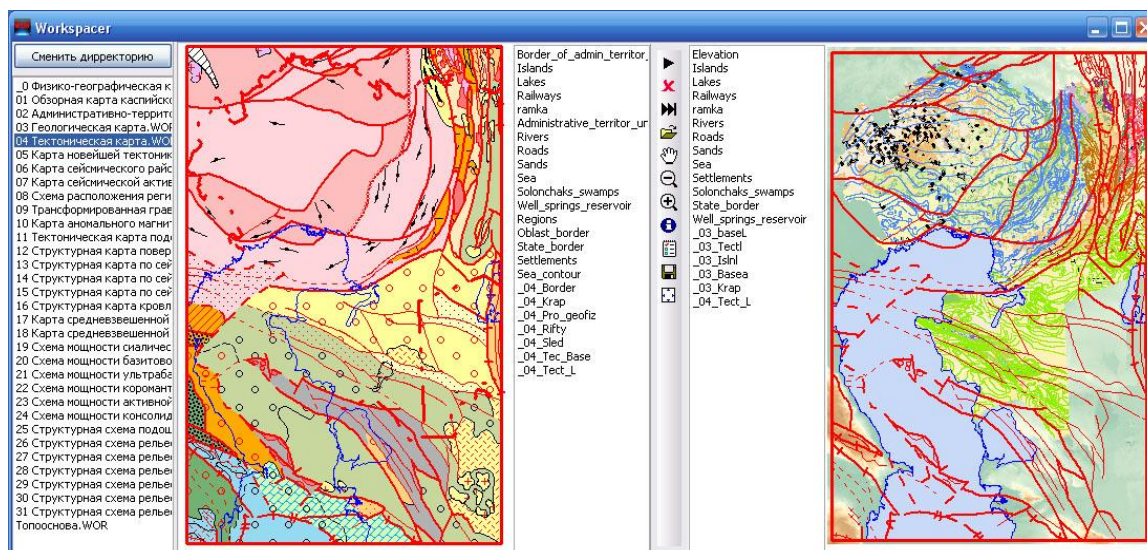


Рис. 5. Внешний вид приложения «WorkSpacer».

Хранение данных в БД обеспечивает централизованное управление, соблюдение стандартов, безопасность и целостность данных, сокращает избыточность и устраняет противоречивость данных.

Подобная организация работы повышает эффективность выполнения приложений, за счет использования мощности сервера, при этом обеспечивая хороший контроль целостности данных.

Данное приложение предоставляет доступ к списку карт, метаданным, поиску, хранению и комбинированию информации, визуализации, каталогизации и классификации данных с целью получения новых тематических карт и т.п.

Предлагаемый программный комплекс позволил автоматизировать процесс сбора и хранения геолого-геофизических данных на примере Каспийского региона. Созданный макет может быть использован для эффективного и оперативного обеспечения достоверной информацией в области геологии, геофизики, сейсмологии, мониторинга предвестников опасных геологических образований, анализа, прогноза землетрясений и т.д. Разработанная база данных предоставляет возможность длительного хранения исходных материалов с обеспечением устранения или добавления новых данных, оперативного и многопользовательского доступа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нусипов Е., Аширов Б.М., Жакупов Н.С. и др. Создание специализированных баз данных по геолого-геофизической характеристике территорий Каспийского региона и Прикаспийской впадины // Отчет. Алматы. 2009. 86 с.
2. Карпова Т.С. Базы данных: модели, разработка, реализация. СПб.: Питер. 2001. 304 с.
3. Де Мерс М.Н. Географические информационные системы. Основы. Dafa +. М. 1999. 490 с.
4. Руководство пользователя MapBasic. Корпорация MapInfo. New York. 2007. 350 с.

ТЕХНОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ РАБОЧИХ МЕСТ (АРМ) «СЕЙСМОЛОГ» ДЛЯ СИТУАЦИОННОГО ЦЕНТРА АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИНСТИТУТА СЕЙСМОЛОГИИ РК

Аширов Б.М., Жакупов Н.С., Кадырханова Н.Ж., Джанабилова С.О.
тел.: 7272 694614; факс: 7272 694623; e-mail: seismology@seismology.kz
ТОО «Институт сейсмологии» МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Комплексный прогноз землетрясений является сложной научно-технической задачей, требующей наличия высокопрофессиональных экспертов, современной техники и технологий, качественной информационной основы для решения задач. Прогноз землетрясений может быть осуществлен на основе моделирования деформационных и сейсмических процессов по данным комплексного мониторинга предвестников землетрясений и данных о строении земной коры и верхней мантии.

В настоящее время проводится работа по созданию Ситуационного центра анализа и прогноза землетрясений (СЦАПЗ). Первой очередью этого проекта является создание автоматизированных рабочих мест (АРМ) «Сейсмолог». С целью решения основных проблем сейсмической безопасности данная программа является актуальной.

Концептуальный подход. АРМ «Сейсмолог» будет являться современной информационной системой. Будет совершен переход от статичной, централизованной информационной структуры к динамичной, гибкой распределенной системе получения и обработки информации, ориентированной на пользователя. Информационные системы должны хранить и обрабатывать большие объемы информации, отличающиеся:

- широким спектром описываемых характеристик и параметров;
- высокой комплексностью, сложностью и разнокачественностью;
- разноуровневостью и иерархической структурой;
- многовариантностью форм представления результатов.

В реализации функции информационной системы, содержащей пространственно-привязанную информацию, а именно такой является большая часть сейсмологических (и геолого-геофизических) данных, находят все большее применение ГИС-технологии. С их помощью удастся строить эффективные и наглядные информационно-поисковые системы, решать ряд аналитических задач как для территории, так и для отдельных объектов. Соединяя достоинства ГИС с возможностями локальной сети, можно построить распределенную систему оперирования информацией, необходимой для анализа прогнозной ситуации и осуществления прогноза землетрясений.

Таким образом, необходимость сохранения и оптимального использования огромных массивов сейсмологической информации для обеспечения прогнозирования землетрясений определяется следующим. Это:

- большой объем геолого-геофизических и сейсмологических материалов, являющихся информационной основой для комплексного прогнозирования землетрясений. Качественный прогноз возможен лишь при обеспечении оперативного доступа экспертов-сейсмологов-ученых и сейсмологов-прогнозистов к комплексной сейсмологической информации;
- архивирование сейсмологической информации;
- обеспечение всех заинтересованных лиц достоверной информацией в международных стандартах.

Технология специализированного программно-аппаратного комплекса. Для создания АРМ «Сейсмолог» надо решить основные вопросы по функциональным возможностям создаваемого специализированного программно-аппаратного комплекса (СПАК).

В самом общем случае СПАК можно определить как интегрированный программно-аппаратный комплекс, реализующий функции подготовки карт, данных, анализа прогнозной

ситуации и принятия решений. Дальнейшее уточнение основных вопросов возможно на основе классификации СПАК по ряду признаков-измерений, среди которых можно выделить:

- функциональность задач (СПАК мониторинга-отображения/аналитической обработки/полнофункциональные);
- целевая направленность (СПАК контроля/управления/обучения/многоцелевые);
- масштаб решений (СПАК экспресс-оценки/оперативные/стратегические);
- способ отображения и выработки решений (СПАК коллективные/индивидуальные/комбинированные);
- универсальность (СПАК специальные/настраиваемые).

Очевидно, что СПАК обучающего класса существенно отличается по составу используемых средств и функций от СПАК для анализа прогнозной ситуации и принятия решений.

Процессы моделирования предметной области, накопления, аналитического исследования, визуализации информации, составляющие основу всех СПАК, реализуются специалистами разных областей знаний, причем зачастую практически независимо. Так, для разработки математических моделей совершенно неважно, каким образом и откуда реальные исходные данные получены и в каком виде результаты моделирования отображены, главное – создание правильного алгоритма анализа. Однако все это играет решающую роль с точки зрения функционирования СПАК как единой системы, обеспечивающей получение и представление непротиворечивой информации в наиболее удобном виде.

Так, для создания СПАК необходима технологическая основа, обеспечивающая сопоставимость информационных ресурсов, накопление выверенных данных, а также инструментальные средства для интеграции различных компонентов. В этом и заключается главная особенность подобных систем, создание которых основывается на принципах системной интеграции существующих и разрабатываемых решений в единый программно-аппаратный комплекс. Иными словами, создание СПАК следует рассматривать как системообразующий процесс, в ходе которого осуществляется эволюционное развитие и интеграция существующих ГИС и источников данных.

Качество таких систем зависит от качества данных, их общей согласованности, объяснимости, глубины и всесторонности предварительной проработки, а также от качества карт и визуализации данных.

В нашем случае основная задача СПАК – выработка технологии сбора, хранения и управления пространственно распределенной сейсмологической информацией, предоставление возможности анализа информации через просмотр и сопоставления данных, в том числе и оперативного анализа в процессе проведения совещания. Блок-схему основных задач можно представить в виде трёх крупных блоков: ввода данных, хранения данных и мониторинга (рис. 1).

Для этого СПАК должен включать целый ряд компонентов. Среди них – возможность моделирования свойств геологической среды, где возникают очаги землетрясений; набор исторических данных, достаточно репрезентативный, чтобы предоставить возможность не только анализа текущей ситуации, но и выявления закономерностей и прогнозирования; программное обеспечение, позволяющее выполнять аналитическую обработку данных; программно-аппаратные средства, которые отображают информацию и обеспечивают связь между всеми участниками. Развитие технологии и ГИС-приложений создало предпосылки для создания прикладных программ с удобным доступом к геопространственной информации и возможность отображения пространственной информации наиболее быстрым и простым путем, обеспечивающим ее успешное использование пользователями, которые не являются специалистами в области ГИС или картографии. Каждый из этих компонентов весьма важен в работе специальных АРМ.

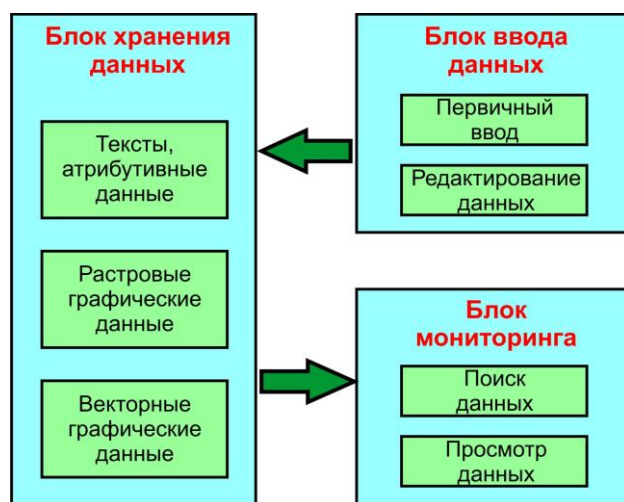


Рис. 1. Блок-схема основных задач СПАК.

Помимо предложенных компонентов СПАК будет видоизменяться: по степени автоматизации оценки ситуации, по количеству помещений, по количеству персонала, по необходимому времени принятия решения, по составу технических средств, по используемым технологиям, по уровню защиты, по предметной области.

Структура аппаратной части СПАК. Учитывая, что целью СПАК «Сейсмолог» будет являться накопление банка данных сейсмологической информацией, и на основе их анализа прогнозной ситуации, а также за счет увеличения в будущем объема доступной информации, ее централизованной обработки, уменьшения времени поиска документов, он должен представлять собой двухуровневую аппаратную систему:

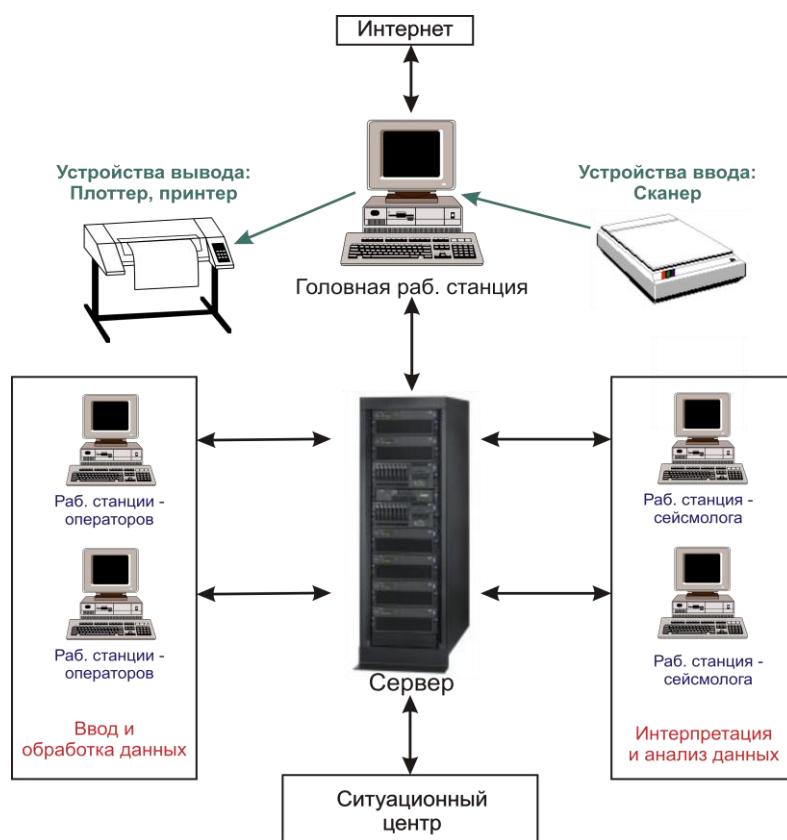


Рис. 2. Двухуровневая аппаратная система.

1. Администратор АРМ: Головная рабочая станция + сервер.

Контроль технологий сбора, хранения и управления пространственно распределенной сейсмологической информацией на сервере. Доступ ко всей информации. Осуществляет ввод данных со сканирующих устройств и из внешних накопителей (оптические диски и флеш-устройства). Вывод информации на печатающие устройства. Для этих целей рабочее место Администратора должно быть оборудовано специальной, мощной головной рабочей станцией (рис. 2).

В связке с головной рабочей станцией идет сервер. Для начала сервер поставляется в стандартной конфигурации. Высокое быстродействие системы обеспечивается возможностью параллельного выполнения нескольких операций вывода (ввода), а сохранность информации - ее дублированием или вычислением контрольных сумм. Планируется использовать в качестве сервера баз данных, сервера для рабочих групп, для централизованного резервного копирования данных. Может использоваться как почтовый сервер, сервер печати, для совместно используемых приложений. Предложенная конфигурация Сервера и Головной рабочей станции позволит решить поставленные первоочередные задачи по оптимальному управлению системой АРМ «Сейсмолог». Также с сервера будет обеспечен прямой доступ обработанной информации в Ситуационный центр, так как сервер в рамках системы обеспечивает централизацию хранения как первичной, так и обработанной информации в единой базе данных. При наращивании объемов информации и решаемых задач предусмотрена модернизация сервера.

2. Операторы АРМ «Сейсмолог» – на рабочих станциях, соединенных единой сетью с сервером. Их задача - составление, редактирование и ввод разнородных первичных данных (текстовых, растровых, векторных и т.д.) из ГИС-программ. Ограниченный доступ к базе данных сервера, при получении первичной сейсмогеологической информации для последующей оцифровки.

3. Сейсмологи исследователи и прогнозисты работают с сейсмологической информацией, подготовленной операторами с рабочих станции, соединенных единой сетью с сервером. Их задачей является систематизация, интерпретация и анализ данных.

Конфигурация рабочих станций должна быть выбрана с учетом работы с большими объемами графической информации. Это достигается за счёт мощных высокопроизводительных процессоров, большого объема оперативной памяти, быстродействующих видеокарт и мониторов с большими размерами экранов.

Такая структура разрешит ранжировать разнородные ситуации уже на входе информационной системы, автоматически задав каждому пользователю приоритет.

В процессе реализации данного проекта научные, производственные и экспериментальные данные будут собраны и интерпретированы для ввода в базу данных. Главной целью проекта является создание серии карт и схем на основе обработки, интерпретации и обобщения сейсмологической информации в качестве базиса для дальнейших действий, направленных на оценку сейсмической опасности и снижения сейсмического риска.

ЛИТЕРАТУРА

1. ДеМерс М.Н. Географические Информационные Системы. М.: СП Дата+. 1999. 491 с.
2. Аракчеев Д.А. Программно-инструментальные средства для разработки информационно-аналитических систем // Геоинформатика. № 2. 2004. 37-45 с.
3. Аширов Б.М. Создание СУБД для геолого-геофизических, сейсмологических материалов на Каспийский регион // Международная научно-практическая конференция по актуальным проблемам современной геологии и минерации Казахстана - Сатпаевские чтения. Алматы. 2012. 398-402 с.

ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧНОСТИ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Байкулов С.К.

e-mail: Sultan_baikulov@mail.ru

Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

Таласо-Ферганский разлом – крупное тектоническое нарушение земной коры, пересекающее Тянь-Шань. Протяжённость его свыше 800 км, проходит вдоль Ферганского, Таласского и Каратауского хребтов. Многие ученые занимались и продолжают заниматься изучением Таласо-Ферганского разлома. Большинство из этих исследователей интерпретируют разлом как правосторонний сдвиг, который был заложен в палеозое и активизировался в кайнозойское время в результате начавшегося сокращения земной коры под воздействием Индо-Евразийской коллизии (рис. 1) [2].

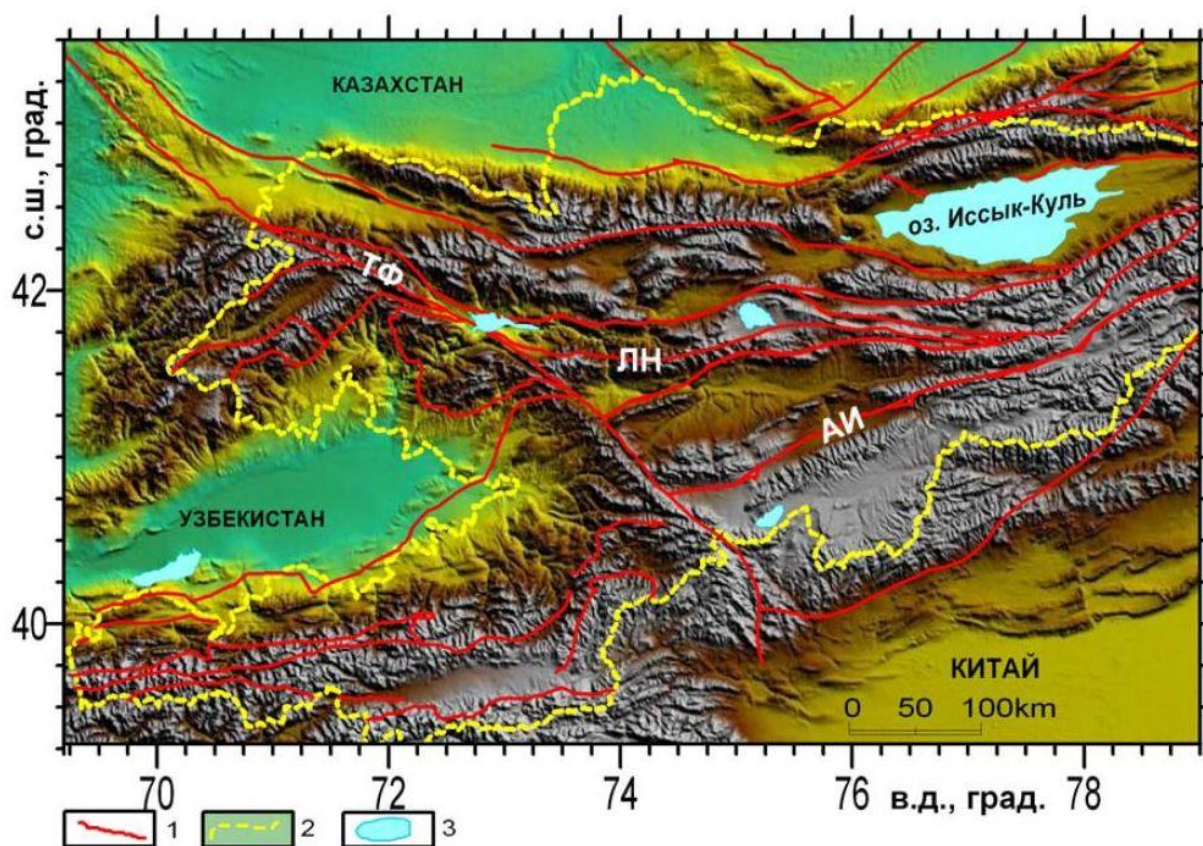


Рис. 1. Карта рельефа Центрального Тянь-Шаня с нанесенными разломными структурами.

Условные обозначения: 1 – крупнейшие разломы: ТФ – Таласо-Ферганский; ЛН – Линия Николаева; АИ – Атбашы–Иныльчекский разлом; 2 – контуры государственной границы Кыргызстана; 3 – озера и водохранилища [1].

Таласо-Ферганский разлом пересекает самую большую гидроэнергетическую и ирригационную систему Центральной Азии, связанную с Токтогульским водохранилищем и Токтогульской ГЭС [3].

В 2007 году А.М. Корженков, А.В. Бобровский, Э.М. Мамыров [2] провели комплексное исследование рассматриваемого разлома. В ходе полевых исследований ими было проведено детальное картирование Кок-Бельского полигона ($\varphi = 41^{\circ}42'$ с.ш. и $\lambda = 72^{\circ}53'$ в.д.) в районе одноименного перевала на автотрассе "Бишкек-Ош" (рис. 2). Методом тренчинга была вскрыта стенка разлома, были обнажены несколько сейсмоподвижек. Это

позволило выявить три сильных сейсмических события, произошедших 300 лет, 2400 лет и 5000 лет тому назад.

При сдвиговых подвижках на склоне вдоль линии разлома возникли местные условия подпруживания, которые стали причиной заболачивания приразломной ложбины, наполненной торфяниками. Для определения возраста этих образований были отобраны пробы органического материала на радиоуглеродный анализ в шурфах, пройденных в подпруженных частях [2].

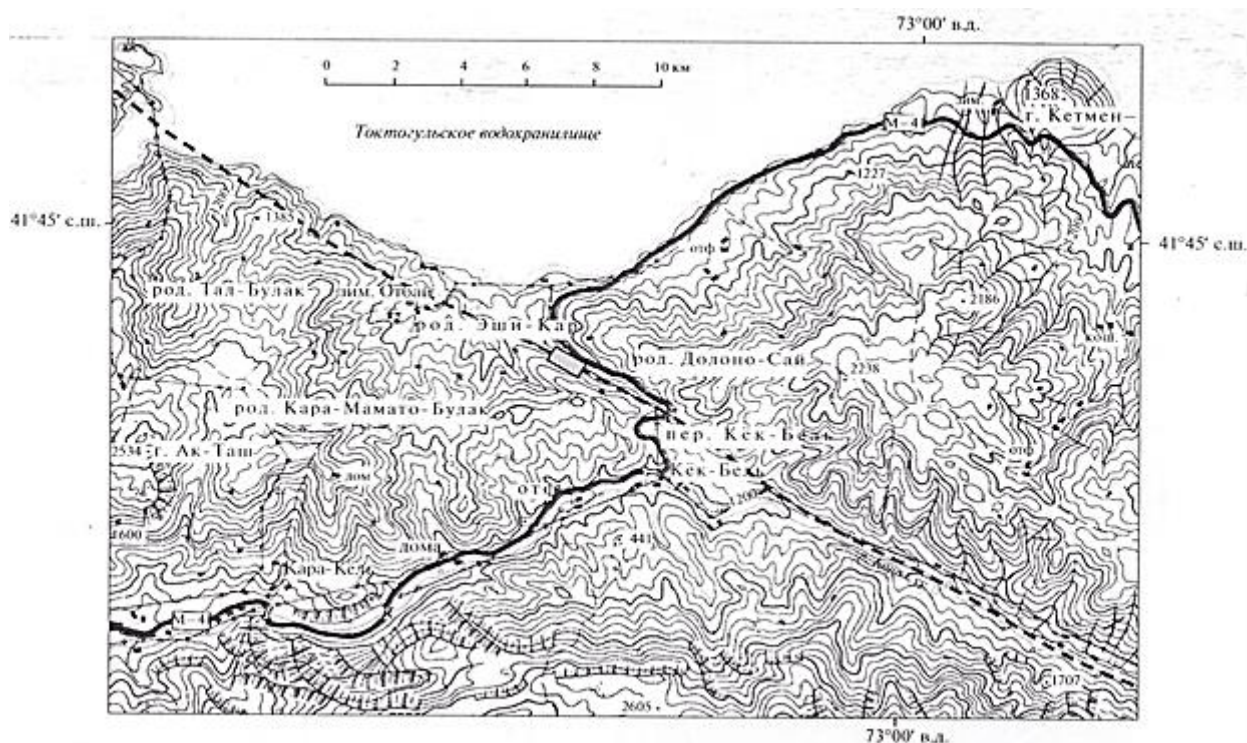


Рис. 2. Топографическая карта окрестностей перевала Кок-Бель: черная линия – шоссе М41 «Бишкек-Ош»; черная прерывистая линия – Таласо-Ферганский разлом; серый прямоугольник – Кок-Бельский геодезический полигон [2].

По данным спутниковых измерений по Таласо-Ферганскому дизъюнктиву в юго-восточной части Тянь-Шаня отмечаются anomalно высокие значения скорости смещения земной коры. Скорость современных движений в районе строительства ГЭС доходит до 10-12 мм/год, а в локальных участках – 20 мм/год, что подтверждает высокую тектоническую активность этого района и свидетельствует о росте сейсмической опасности (рис. 3) [4].

Как отмечают исследователи, сейсмический потенциал Таласо-Ферганской зоны разлома оценивается значением магнитуды $M \geq 7.5$ и интенсивностью сотрясений $I = 9-10$ баллов. Наибольшей сейсмической активностью отличаются районы пересечения Чаткальского и Таласского хребтов, где в 1946 году произошло 10-балльное землетрясение с эпицентром на расстоянии 20 км от места расположения Токтогульского водохранилища. На юго-востоке, в районе пересечения Таласо-Ферганского разлома с Южно-Тянь-Шанским разломом в 1902 году произошло 10-балльное Кашгарское землетрясение.

Вышеуказанные землетрясения являются следствием динамических процессов в зоне Таласо-Ферганского разлома. С учетом общей планетарной и региональной активизаций сейсмичности с начала этого века, вероятность возникновения в данном регионе новых сильных землетрясений весьма высока.

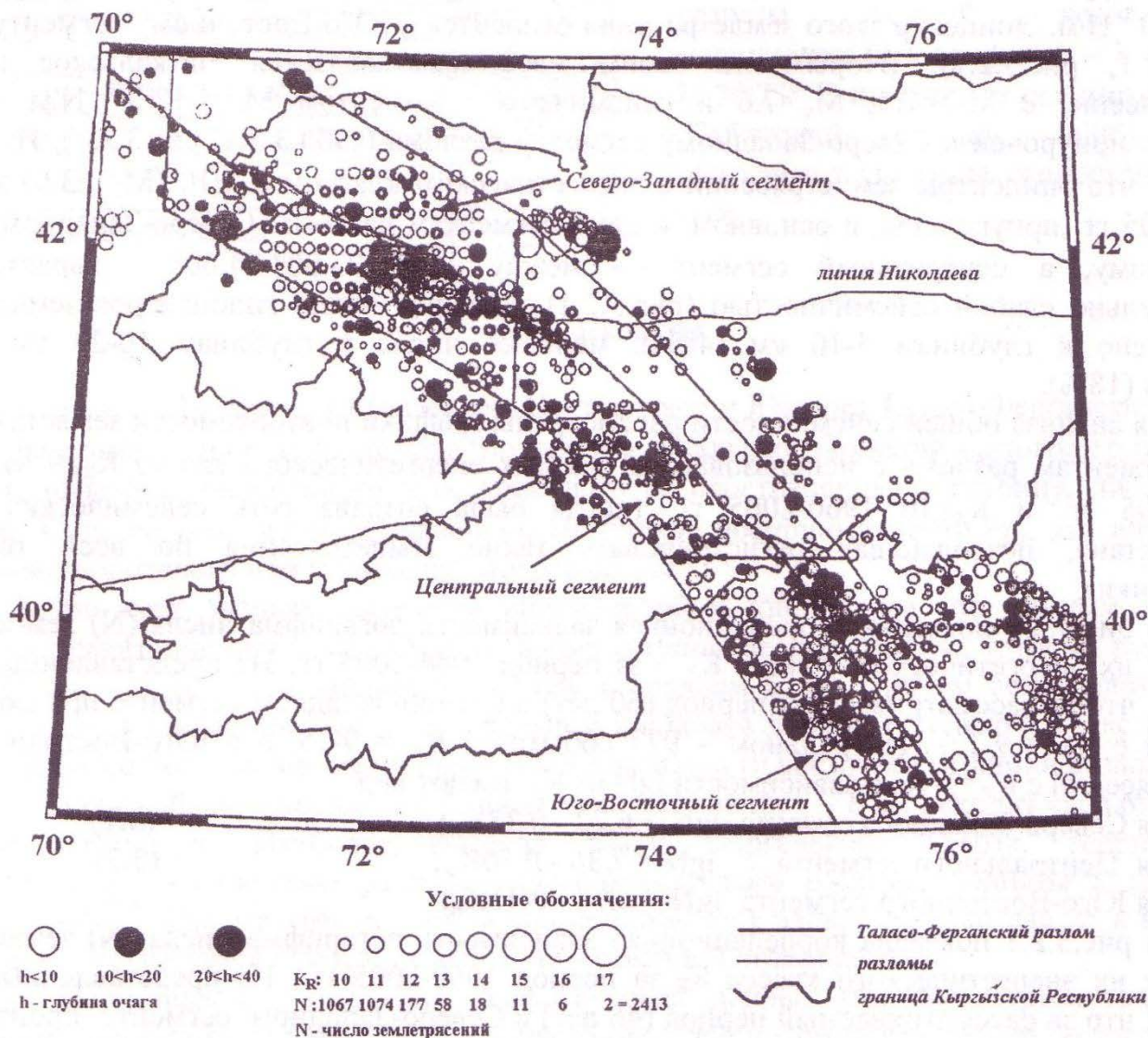


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений в зоне Таласо-Ферганского разлома с $K_R \geq 10$ ($M_{LH} > 3$) за период 1930-2015 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баталев. В.Ю. Структура и состояние вещества литосферы Центрального Тянь-Шаня. Автореф. док. дис. ... Бишкек. 2013. С. 1-30.
2. Корженков А.М, Бобровский А.В, Мамыров Э.М. Признаки сильных палеоземлетрясений по Таласо-Ферганскому разлому в районе перевала Кок-Бель // Геотектоника. № 3. 2010. С. 1-9.
3. Интернет-сайт: <http://www.fergananews.com/news.php?id=1061>.
4. Интернет-сайт: <http://eco.uz/ru/161-kambaratinskie-ges-starye-proekty-i-novye-ekologicheskie-ugrozy-dlya-tsentralnoj-azii>.

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАТЕРИАЛОВ МНОГОЗОНАЛЬНОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА

Бегмуродов М.И., Абидов Х.А., Умурзаков Р.А.
тел.: +(99894)6086644, +(99897)7501854; e-mail: geods@bk.ru, umrah@mail.ru
Ташкентский государственный технический университет им. Абу Райхана Бериуни,
г. Ташкент, Узбекистан

Бухаро-Хивинский регион расположен в юго-западной части Узбекистана и занимает большую часть Амударьинской впадины. В тектонических схемах Туранской плиты она выделяется как Амударьинская синеклиза. В геологическом строении региона здесь выделяются две тектонические ступени: Бухарская - на северо-западе, и Чарджоуская – на юго-востоке. Они находятся в сочленении по флексурно-разрывной зоне. Глубина залегания палеозойского фундамента в Бухарской ступени – 1500-2500 м. В Чарджоуской ступени фундамент залегает глубже. Поэтому и мощность осадочного мезозойско-кайнозойского покрова резко отличается друг от друга. Этот регион является хорошим полигоном для разработки и апробации новых методов. Выполненный здесь комплекс термогеохимических исследований по обнаружению аномальных зон проявления каналов глубинного теплопереноса (ГТМП) дал положительные результаты. Основу метода термогеохимической съёмки составляют представления о наличии каналов ГТМП, признаками существования которых являются, прежде всего, геотермические и геохимические аномалии. В задачу наших исследований входит определение возможностей использования материалов дистанционных зондирований для обнаружения аномальных геотермических зон и каналов ГТМП. Другими словами, необходимо разработать спектральные классификаторы фотоаномалий, обусловленных действием каналов глубинного теплопереноса. Эта задача сложная, и можно сказать, что она находится на стадии постановки.

Для её решения, прежде всего, необходимо разобраться с методами и особенностями получения информации, методами её обработки и представления, выявить дешифровочные критерии, позволяющие идентифицировать изучаемые объекты, знать особенности геологического строения региона и многое другое.

Для того чтобы выявить диагностические признаки каналов ГТМП по данным дистанционных материалов, следует детально изучить особенности структуры и геолого-геофизические параметры выявленных каналов. Каналы ГТМП являются мини-аналогами «горячих точек», наблюдаемых в земной коре континентов [1]. Основным свойством этой геодинамической структуры является конвекционный поток тепла, идущий из глубинных геосфер Земли [1, 6]. Каналы ГТМП должны отражаться по характерным региональным особенностям крупных тектонических ослабленных зон, аномалиями теплового поля. Аномальные геотермические зоны могут быть приурочены к крупным геоструктурным элементам. Способы и критерии выделения по материалам космических изображений таких крупных элементов регионального распространения детально разработаны и описаны в литературе.

На современном уровне спектрального анализа изображений в качестве критериев их выделения служит фототон, соответствующий инфракрасной части спектра [2, 3, 5]. Однако критериев для выделения локальных зон аномального проявления теплового потока, и, как следствие, каналов ГТМП пока не существует. Их надо разрабатывать. Попытка определения основных направлений исследований для решения отмеченной проблемы сделана в работе [3]. В этой работе авторы основной акцент делают на необходимость создания спектрального образа изучаемых объектов, что можно осуществить на основе выполнения поэтапных работ на эталонных профилях. При этом акцентируется внимание на

выполнении комплекса работ по наземному спектрометрированию и многозональному фотографированию. По рекомендациям в работах [2, 3], такие исследования должны проводиться на различных уровнях генерализации – региональном (высота съёмки до 10-12 км), детальном (высота съёмки 1,5-2 км) и локальном (0,5-1 км). Результатом этих работ должно явиться определение спектральных интервалов фотоаномалий изучаемого объекта.

В работе акцентируется внимание на возможностях каждого масштабного уровня исследований: при использовании мелкомасштабных изображений определяются главные геоструктурные элементы, с которыми могут быть связаны основные потоки флюидов и ювенильных газов из глубин; при использовании крупномасштабных изображений изыскиваются возможности выявления соответствующих спектральных характеристик фотоизлучения от объектов, где преобладают геотермические и геохимические аномалии.

Анализ материалов показывает, что основная часть выделенных каналов ГТМП региона контролируется Бухаро-Зарафшанской мегазоной [4]. Мегазона простирается в субмеридиональном направлении и пересекает Бухаро-Хивинский регион. На юге, в пределах р. Амударьи, ширина зоны 160 км; а на пересечении со сводово-горстовой структурой основания (горные возвышенности Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау) ширина ее достигает 220 км. Азимов Б.Г. отмечает [4], что зона прослеживается ярко выраженными темными фототонами от темновато- (Чарджоуская ступень) и темно-серого (Бухарская ступень) до густо-темно-серого (горные возвышенности с выходами на поверхность домезозойских отложений).

Подводя итоги изложенному выше, можно отметить следующее:

1. В настоящее время более-менее уверенно можно выполнять дешифрирование на уровне использования мелкомасштабных изображений, позволяющих выделять крупные геоструктурные элементы, с которыми могут быть связаны основные потоки флюидов и ювенильных газов из глубин.
2. Для выполнения дешифровочных работ на уровне использования крупномасштабных изображений прежде всего необходимо выполнить исследования по определению соответствующих спектральных характеристик фотоизлучения от объектов, где преобладают геотермические и геохимические аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абидов А.А. Генезис нефти и газа и методика поисков их местоскоплений. Ташкент: Фан. 2010. 258 с.
2. Азимов Б.Г. Принципы мелкомасштабного нефтегазогеологического районирования Средней Азии // Материалы Республиканской научно-практической конференции: Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения. 2009. С. 53-53.
3. Азимов Б.Г. Мелкомасштабное космоструктурное районирование Средней Азии на основе многозонального метода // Вестник ТашГТУ. Ташкент. 2012. № 3. С. 140-143.
4. Абидов А.А., Азимов Б.Г., Халисматов И.Х., Садуллаев А.Ш. Разработка спектральных классификаторов фотоаномалий каналов глубинного теплопереноса (на примере Бухаро-Хивинского нефтегазоносного региона) // Вестник ТашГТУ. Ташкент. 2012. № 3. С. 140-143.
5. Кронберг П. Дистанционное изучение Земли. М.: Мир. 1988. 352 с.
6. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ // Материалы международной конференции (г. Москва, май 2002 г.). Москва. 2002.

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ СЕЙСМИЧЕСКИ УЯЗВИМОГО РЕГИОНА КАЗАХСТАНА НА АКТИВНОСТЬ ЖИВОТНЫХ В СИСТЕМЕ СЕЙСМОБИОМОНИТОРИНГА ВБЛИЗИ Г. АЛМАТЫ

Бекбаулиева Н.Н., Нью В.А.

тел.: +7 (701) 888 81 95; e-mail: bekbauliyeva.n.n@gmail.com

ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Республика Казахстан

В настоящее время экологическим проблемам сейсмически активных регионов Казахстана уделяется особое внимание. Урбанизация городов, рост техногенной нагрузки на биосферу, в том числе и на человека, приводят к возникновению опасностей жизнеобеспечения. Технические объекты, такие как атомные электростанции, гидросооружения, нефтегазосносные коммуникации создают дополнительную угрозу в сейсмически активной зоне. Экологические катастрофы, вызванные землетрясениями, наносят огромный ущерб как локального, так и глобального масштаба.

В работе на большом материале (6570 исследований) дана оценка вариациям электропроводности биологически активных точек кожи кроликов, обитающих в норах на территории предгорной области г. Алматы, подвергавшегося в прошлом разрушительным землетрясениям (Верненское 1887 г, Кеминское 1910 г, Чиликское 1887 г).

В качестве возможных причин, вызывающих аномальное поведение животных перед землетрясением, выделяют: воздействие электромагнитных полей, ультра- и инфразвука, выделившихся газов из почвы, электрических зарядов аэрозольных частиц воздуха, колебания грунтовых вод, изменения атмосферных факторов и других явлений. Восприятие биологическими объектами этих внешних стимулов зависит от рецепторного аппарата, которым наделены те или иные виды животных. Анализ механизмов возникновения аномального поведения животных выявил в качестве основной причины электромагнитные поля низкочастотного диапазона и инфразвук, возникающий в процессе трещинообразования [1, 2].

На территории юго-восточной части Казахстана, в частности в г. Алматы, создание биостанций являлось актуальной идеей.



Рис. 1. Норные грызуны – объект исследований.

Круглосуточное наблюдение за поведением животных и оперативный анализ данных способны сделать краткосрочный прогноз не только возможным, но и достаточно

достоверным при условии хорошей сети наблюдений и комплексного подхода к оценке результатов различными методами. На рисунке 1 показаны кролики, обитающие в норах в зоне сейсмического риска.

В работе были использованы:

1. Результаты измерения электрических параметров кожи кроликов в БАТ.
2. Вариации атмосферного давления в регионе исследования.
3. Вариации температуры атмосферы в регионе исследования.
4. Информация о магнитных бурях.
5. Каталог землетрясений ТОО «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан».
6. Программные средства обработки вариаций активности животных.

За поведением норных грызунов – кроликов – проводились круглосуточные визуальные наблюдения с дискретностью 3 часа по методикам, разработанным в лаборатории сейсмобиологии Института сейсмологии МОН РК. Отмечалась активность животных по следующим градациям: двигательная активность, перемещение по территории вольера, время входа и выхода из нор, пищевая активность, звуковая активность, взаимоотношение особей, материнское поведение. Отмечались случаи заболевания у животных, падеж. На основе этограммы оценивалась активность животных. Кроме того, исследовалась электрическая активность кожи ушной раковины в биологически активных точках посредством специального прибора.

Методики обработки данных.

Вариации электрической проводимости кожи БАТ кроликов.

1. Аномалии в вариациях активности животных могут быть обусловлены воздействием атмосферных факторов на биологические объекты.

Для выявления аномальных показателей в вариациях электрической активности полученные ряды наблюдений подвергали статистической обработке. Находили среднее квадратичное отклонение (σ). Показатели активной проводимости, которые выходили за пределы доверительного интервала 2σ , считали аномальными. Аномалии, выявляемые в процессе биомониторинга, могут быть связаны с воздействием внешних факторов, которые могут быть как регулярными и постоянно действующими, так и кратковременными, возникающими перед подземной стихией.

2. Определение фоновых значений.

Для выявления аномальных вариаций электрических параметров – электропроводности кожи в биологически активных точках (БАТ) – ряды наблюдений подвергали статистической обработке. Находят среднее квадратичное отклонение (σ). Вариации, выходящие за пределы фонового коридора в пределах $(2-3)\sigma$, считали аномальными. Результаты круглосуточных экспериментальных данных, полученных на биостанции «БОТСАД», заносятся из рабочего журнала в компьютер и запоминаются в программе Microsoft Excel. Далее обработку данных проводят во временном ряду длиной в 1 год. Аномальными считаются величины, превышающие порог в пределах $(2-3)\sigma$.

3. Влияние магнитных бурь на вариации электрической проводимости БАТ кожи кроликов.

Проводилась оценка воздействий магнитных бурь на электрические параметры кожи норных кроликов на основе данных Интернет-сайта Института земного магнетизма им. Лебедева путем сравнения периодов возникновения аномалий в вариациях электрической активности животных и магнитных бурь.

4. Влияние сейсмической активности на вариации электрической проводимости БАТ кожи кроликов.

Важным аспектом в анализе вариаций активности животных под воздействием экологических факторов внешней среды - атмосферных процессов, магнитных бурь, и сейсмической активизации является установление устойчивости вариаций биообъектов к внешним факторам.

В 2014 году вблизи г. Алматы произошло 5 ощутимых землетрясений, информация о которых дана в таблице 1.

Таблица 1. Космофизические факторы в период сейсмической активизации в районе проведения работ (г. Алматы)

№	Дата, месяц, год	Время (по Гринвичу)	Координаты эпицентра (с.ш-в.д)	Глубина очага (км)	Расстояние от Алматы, (км), направление	К, М	Магнитные бури и возмущения (К-индекс)	Атмосферные процессы		σ БАТ		Ощутимость (балл)
								Р (мм.рт.ст) ΔР	Т °С, ΔТ	<< 2σ	>> 2σ	
1	04.05.2014	20h 23m	40°67'-77°61'	30	288 на юг	К=13.2 MPV=5.4	с 9 до 12 К=4	682,0 ΔР=0,6	21,6 ΔТ=0,3	+	-	2-3
2	15.08.2014	21h 42m	43°00'-77°20'	5	42 на восток	К=8.1 MPV=4.2	К=1	679,9 ΔР=1,8	21,4 ΔТ=-4,3	+	-	1-2
3	14.11.2014	01h 24m	42°06'-77°19'	20	129 на юг	К=13.6 MPV=6.2	К=2	692,6 ΔР=1,3	-0,6 ΔТ=2,0	+	-	3
4	26.11.2014	17h 57m	43°31'-76°83'	3-5	13 на север	К=8.7 MPV=4.2	К=1	690,1 ΔР=-4,4	-11,0 ΔТ=3,1	-	+	2
5	04.12.2014	05h 25m	43°11'-77°28'	12	31 на юго-восток	К=10.3 MPV=4.7	К=2	692,9 ΔР=3,2	-3,1 ΔТ=-3,9	+	-	2-3

Магнитные бури и возмущения. В 2014 году на момент измерения электрической активности в БАТ кожи кроликов магнитных бурь не зарегистрировано. Магнитные возмущения в этот период были небольшие по интенсивности (К-индекс от 1 до 4) и не оказывали значительного влияния на вариации электрической активности норных животных ($\sigma < 2$).

Атмосферные процессы. Для оценки влияния атмосферных факторов на активность животных использовали величины ΔР и ΔТ, которые определялись как разница значений этих параметров между измерениями сегодняшнего дня и вчерашнего.

В летний сезон (май, август) времени года наблюдались незначительные перепады атмосферного давления и температуры воздуха (ΔР, мм.рт.ст. и ΔТ, °С) в пределах ΔР 0,6-1,8 мм.рт.ст. и ΔТ от 0,3 °С до -4,3 °С.

В зимний период времени отмечены более резкие перепады этих параметров в районе проведения работ: ΔР от 1,3 до -4,4 мм.рт.ст; ΔТ от 2°С до -4°С.

Такие перепады атмосферных факторов, как показал детальный анализ, не вызвали превышения фоновых вариаций электрической активности в БАТ у норных кроликов ($\sigma > 2$).

На рисунке 2 показаны вариации электрической активности БАТ кожи кроликов за ноябрь 2014 г., когда произошло землетрясение с MPV= 4,2 на расстоянии 13 км к северу от г. Алматы.

Из рисунка 2 видно, что в вариациях присутствуют максимум (19.11.2014 г.), достигший 3σ за неделю до сейсмического события, далее вариации параметра достигли уровня 2σ и после землетрясения снизились в пределах фонового коридора.

На остальные ощутимые сейсмические события, слабые по интенсивности (в пределах 2 баллов) предвестниковые эффекты не были достаточно выражены.

На рисунке 3 представлены вариации метеопараметров (атмосферного давления и температуры воздуха) в районе проведения работ.

Как видно из графиков, изменения температуры воздуха и активности БАТ происходили синхронно, а атмосферное давление изменялось в противофазе с биологическим параметром. Такие вариации проходили, как правило, в пределах доверительного коридора и являлись фоновыми, колеблясь в интервале (2-3) σ .

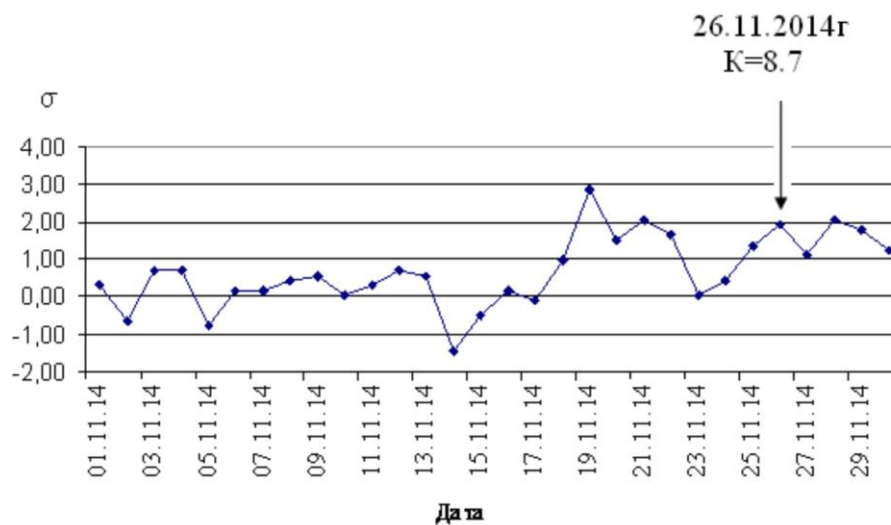


Рис. 2. Вариации среднеквадратического отклонения электропроводности БАТ кожи кроликов за ноябрь 2014 года.

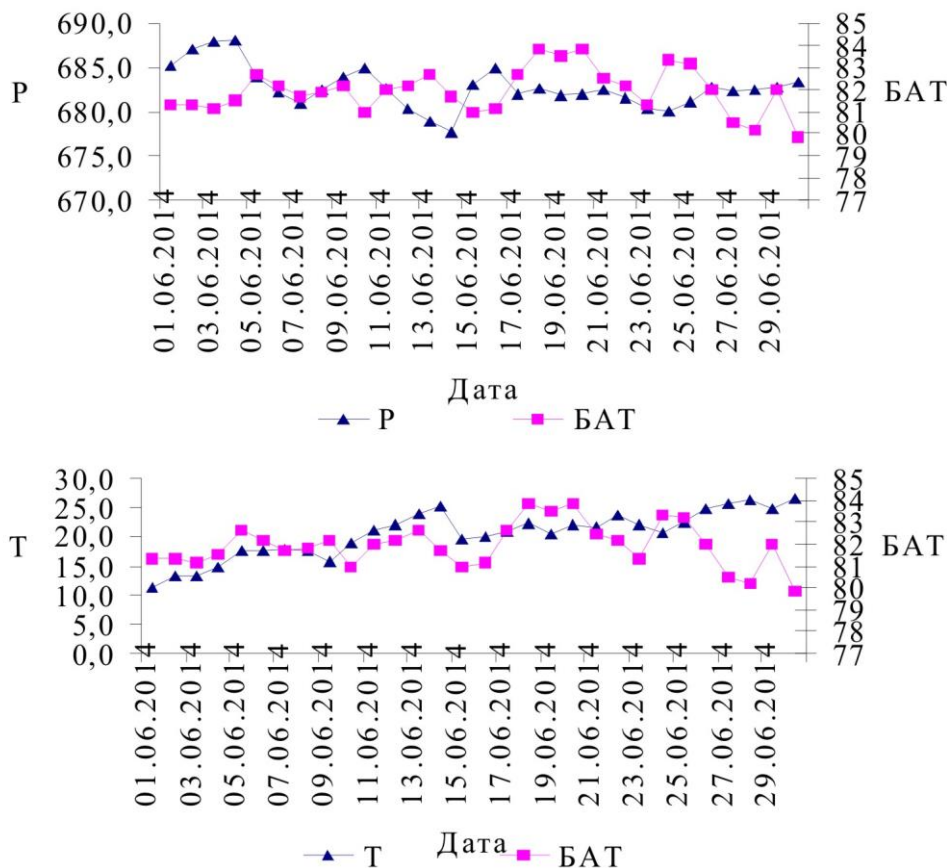


Рис. 3. Примеры вариаций метеопараметров и электрической активности кожи норных грызунов за июнь 2014 г.

Всего за период собственных наблюдений объем измерений ЭП БАТ составил 6570. Анализ колебания электрической активности БАТ показал устойчивость фоновых показателей в вариациях активности животных и внешних факторов.

В результате выполненных экспериментальных работ показано, что в период проведения исследований (2014 г.) слабые сейсмические события, происходившие вблизи г. Алматы, не оказали существенного влияния на БАТ животных.

Таким образом, детальный анализ экспериментальных данных выявил фоновые вариации электрической активности кожи норных грызунов в условиях их обитания в сейсмически уязвимой зоне и устойчивость фоновых показателей к воздействию внешних факторов и слабых сейсмических событий. Потеря устойчивости фоновых показателей (порог $> (2-3)\sigma$) приводит, как правило, к изменениям адаптационных процессов в вариациях различных видов активности животных в сейсмически уязвимой зоне, которые в период подготовки землетрясений рассматриваются как предвестниковые.

За период проведения исследований вблизи г. Алматы не происходило сильных землетрясений, представляющих угрозу населению и промышленным объектам.

Результаты работы имеют практическое значение: они регулярно включались в «Прогнозное заключение о сейсмической обстановке» на Алматинском прогностическом полигоне, представляемом еженедельно в директивные органы Республики Казахстан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Buskirk R.E., Frohlich.C and Latha G.V. Unusual animal behaviors before earthquakes: A review of possible sensory mechanisms // Rev. Geophys and Space Phys. 1981. V. 19. № 2. P. 247-270.
2. Серазетдинова Б.З. Сейсмобиология: теория, методы, практика прогноза землетрясений. Алматы: Эверо. 2012. 238 с.

ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ОБРАЗЦОВ МРАМОРА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ФИКСИРОВАННОМ УРОВНЕ НАПРЯЖЕНИЙ

Богомоллов Л.М.¹, Закупин А.С.¹, Мубассарова В.А.³, Пантелеев И.А.²
тел.: +996 312 613140; e-mail: helmik69@gmail.com

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

²Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, Россия

³Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, г. Бишкек, Киргизия

В докладе представлены результаты экспериментов на образцах мрамора, на которые в течение сеансов воздействовало электромагнитное поле в режиме одноосного сжатия при постоянной нагрузке (квазиползучесть). Эксперименты проводились со ступенчатым нагружением образцов на рычажной установке, позволяющей достигать максимального усилия 250 кН. В течение испытания регистрировались нагрузка, деформация образцов и акустическая эмиссия (АЭ). Подробно схема постановки эксперимента выглядит следующим образом: после пригрузки сжимающее усилие фиксируется на протяжении нескольких часов, из которых первый час наблюдается релаксационный спад активности акустической эмиссии до некоторого квазипостоянного уровня. Затем в течение часа образец выдерживается в поле скрещенного электромагнитного воздействия, после которого следует часовой перерыв для регистрации возможного последствия ЭМ-поля. Далее следует новая пригрузка и операция проведения воздействия повторяется по той же схеме, вплоть до разрушения образцов.

Сигналы АЭ регистрировались датчиками SE-2MEG-P, производства компании DECI, США, располагаемыми на исследуемом образце, в частотном диапазоне от 200 кГц до 2 МГц. В качестве датчиков, регистрирующих деформацию (продольную и поперечную) и нагрузку, применяются линейные дифференциальные трансформаторы LVDT (Linear Variable Differential Transformer) трех типов: MHR005, MHR010 и MHR050, позволяющие фиксировать изменение нагрузки на образце с чувствительностью 145 Н/мВ, продольной компоненты деформации 2 мкм/мВ, поперечных компонент деформации 0.68 мкм/мВ.

В качестве внешнего воздействия использовались скрещенные поля: электрическое и магнитное; суть воздействия заключается в перпендикулярной направленности векторов напряженностей этих полей друг относительно друга. Для реализации воздействия был изготовлен специальный комплекс, в который входят 2 генератора электрических импульсов, катушка индуктивности, графитовые электроды и специальное синхронизирующее устройство (синхронизация фаз импульсов генераторов Г5-54 и Г3-33), позволяющее регулировать смещение фаз импульсов обоих генераторов друг относительно друга. Напряженность электрического поля при этом составила не более 10 кВ/м, а индукция магнитного поля, возбуждаемого катушкой, по оценкам равнялась ~ 0.004 Тл у оси катушки.

Интерпретация экспериментальных данных осуществлялась на основе анализа графиков временной зависимости активности АЭ, деформации и скорости деформации образцов мрамора.

Необычным является поведение акустической эмиссии в течение всех сеансов воздействия от малых нагрузок до предразрушения. Характерным отличием мрамора от испытанных ранее гранитов, гранодиоритов, габбро и других материалов [1-3] является более длительный релаксационный процесс активности акустической эмиссии после пригрузки – более 1 часа. Вся упругая энергия была реализована в виде АЭ сигналов в периоды пригрузок. После чего активность АЭ спадала по релаксационному закону Омори в течение порядка 3-х часов до фонового уровня. Отмечено, что при увеличении напряжения релаксационный процесс удлиняется во времени - от 1 часа при первоначальной пригрузке до 30% до почти 7 часов при нагрузке 90% от разрушения. Отчасти, возможно, именно из-за продолжительного релаксационного процесса отклики АЭ на воздействие ЭМ-полем были чрезвычайно слабо выраженными, по сравнению с откликами других горных пород [1-3].

Как и в предыдущих экспериментах, реакция структуры материала в деформационном поле на электромагнитное воздействие наблюдается при малых значениях напряжения. Изменения продольной и поперечных компонент деформаций, а также их скоростей начались при нагрузках 0.25 от разрушения. Электромагнитное поле способно вызвать как увеличение скорости деформации, так и ее уменьшение, а также снижение флуктуаций скорости. Что примечательно, изменения скорости деформации происходят преимущественно плавно в течение единиц-десятков минут.

Полученные результаты расширяют представления о реакции среды на электромагнитные воздействия, которые проявляются как в акустической эмиссии, так и непосредственно в деформации и указывают на возможность управления переходным деформационным процессом с помощью воздействия ЭМ-поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Закупин А.С., Богомолов Л.М., Аладьев А.В. и др. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 1-12.
2. Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. № 10. С. 43-50.
3. Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Саарбрюккен: Lambert Academic Publishing. 2011. 408 с.

АНАЛИЗ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ ВЕЙВЛЕТ-БАЗИСОВ

Верзунов С.Н.

тел.: +996553722030; e-mail: verzunov@hotmail.ru

Институт автоматики и информационных технологий НАН КР,
г. Бишкек, Кыргызская Республика

Введение. В настоящее время достаточно полно изучены многочисленные эффекты воздействия космической среды, наиболее ярко проявляющиеся во время магнитных бурь: деградация солнечных батарей, радиационное воздействие на космонавтов, прекращение КВ-радиосвязи, воздействие на глобальную экосистему, в том числе и на человека [1]. В связи с этим, изучение характера вариаций магнитного поля остается актуальной задачей, потому что сведения о геомагнитных вариациях служат основой исследований окружающего космического пространства и важных процессов, происходящих на Земле.

Обычно для построения оценок спектра мощности вариаций магнитного поля, используют преобразование Фурье, являющееся хорошим инструментом для изучения процессов, характеристики которых не меняются со временем. Однако некоторые процессы, влияющие на изменение магнитного поля Земли, например, солнечная и геофизическая активность, являются нестационарными, поэтому вариации геомагнитного поля демонстрируют эволюцию во времени своих основных характеристик – среднего значения, дисперсии, периодов, амплитуд и фаз гармонических компонентов. Поэтому для анализа вариаций магнитного поля Земли предпочтительнее использовать вейвлет-преобразование, более подходящее для анализа нестационарных временных рядов.

Анализ вариаций магнитного поля Земли. Пусть временной ряд геомагнитных вариаций длиной N задан значениями функции: $f_k=f(t_k)$, где $t_k=k\Delta t$ – дискретное время, $k=0, 1, \dots, N-1$, следующими друг за другом с постоянным шагом Δt , тогда известно [2], что вейвлет-преобразование дискретной функции f_k :

$$W(a,b) = \frac{\sum_{k=0}^{N-1} f_k \psi^* \left(\frac{t_k - b}{a} \right)}{\sum_{k=0}^{N-1} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{t_k - b}{a} \right)^2}},$$

где $a, b \in R, a \neq 0$; a – масштаб вейвлета; b – сдвиг вейвлета; $\psi(t)$ – материнская вейвлет-функция или вейвлет-базис, а символом * обозначена процедура комплексного сопряжения. В таблице 1 приведены наиболее часто используемые вейвлет-базисы ($\Theta(k)$ – функция Хевисайда; Γ – гамма-функция) [3].

Таблица 1. Наиболее используемые вейвлет-базисы

	Определение	Фурье-образ
DOG	$\psi_m(t) = (-1)^m \partial_t^m \left[e^{-\frac{t^2}{2}} \right]$, где $\partial_t^m = \partial^m[...]/\partial t^m, m \geq 1$	$\hat{\psi}_m(k) = m(i k)^m e^{-\frac{k^2}{2}}$
Морли	$\psi(t) = e^{ik_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}}$	$\hat{\psi}(k) = \Theta(k) e^{-\frac{(k-k_0)^2}{2}}$
Пауля	$\psi(t) = \Gamma(m+1) \frac{i^m}{(1-it)^{m+1}}$	$\hat{\psi}(k) = \Theta(k) k^m e^{-k}$

Также часто вводят оценку локального спектра энергии, так называемую скалограмму:

$$S(a_i, b_j) = |W(a_i, b_i)|^2,$$

и оценку глобального спектра энергии, скейлограмму:

$$G(a_i) = \frac{1}{N'} \sum_j S(a_i, b_j),$$

где N' – число точек, по которому осуществляется осреднение, $i = 0, 1, \dots, N_a - 1$; $b = 0, 1, \dots, N_b - 1$; N_a, N_b – количество используемых масштабов и сдвигов соответственно. Скейлограмма является прямым аналогом сглаженной периодограммы в Фурье-анализе [2].

На рис. 1 показана периодограмма и исходный временной ряд геомагнитных вариаций примерно с 1990 по 2007 гг. в Болдере, штат Колорадо США, по данным ресурса SPIDR [3], полученные с помощью специально разработанных программных средств [4]. На периодограмме хорошо видно влияние линейного тренда в области низких частот.

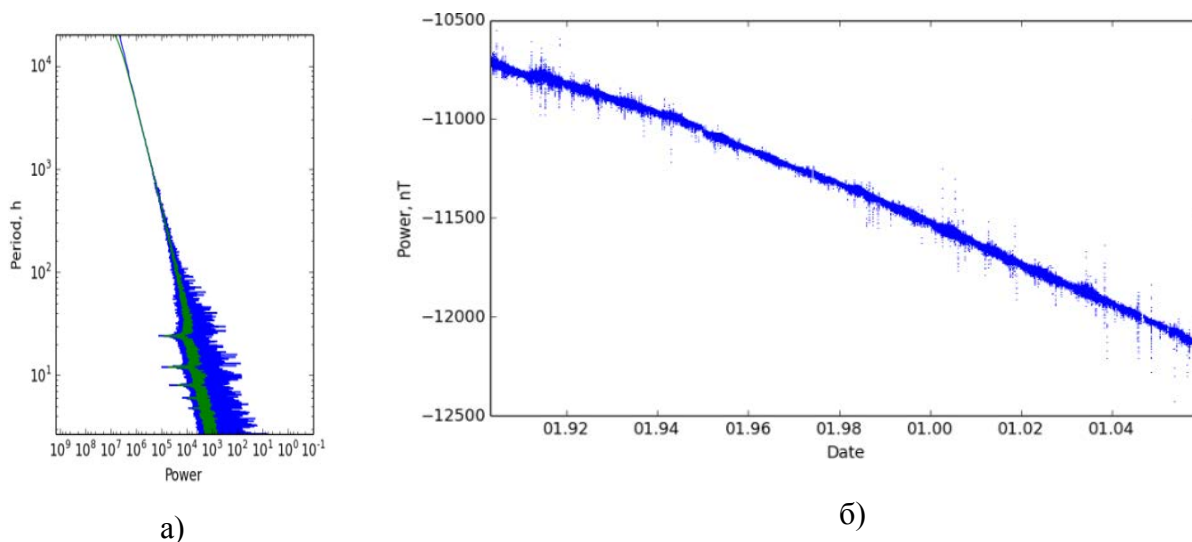


Рис. 1. Периодограмма (а) и исходный временной ряд (б).

В периодограмме (рис. 2б) ряда, освобожденного от линейного тренда (рис. 2а) путем замены исходного ряда конечными разностями, можно видеть три значимые концентрации мощности, приходящиеся на периоды 6-30 часов, 200-1000 часов и 3000-10000 часов. В первой полосе имеется четыре достоверных максимума с периодами 6 и 8, 12 и 24 часа, во второй 330 и 650 часов и в последней два – приблизительно 4400, 8800 часов. Во всех полосах частот периодограмма сильно изрезана, что свидетельствует о значительной случайности геомагнитных вариаций. Результаты сглаживания с помощью линейного окна длиной, равной 10-ти, показаны на рис. 2а светлой (зеленой) линией. Можно видеть, что ряд магнитных вариаций состоит из восьми периодических компонентов с периодами приблизительно 6, 8, 12 и 24 часа, 14 и 27 суток, полгода и год – это все, что может дать Фурье анализ при исследовании этого ряда.

В противоположность этому вейвлет-анализ позволяет увидеть не только концентрации мощности на каких-либо масштабах, но и проследить за их развитием во времени. Кроме того, благодаря наличию нулевых моментов, на результат вейвлет-анализа не оказывают влияния наиболее мелкомасштабные составляющие временного ряда – так называемые тренды.

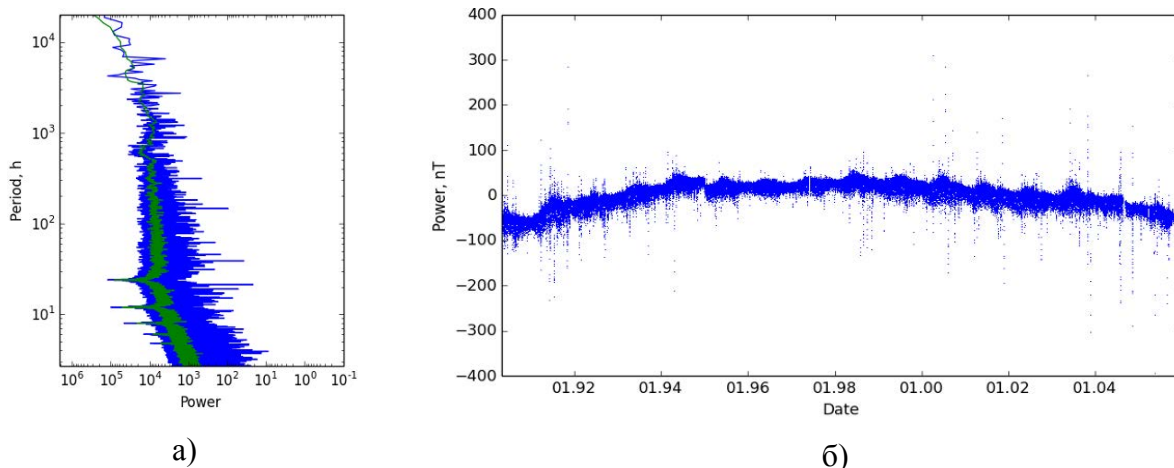


Рис. 2. Периодограмма (а) и временной ряд, освобожденный от тренда (б).

На рис. 3 показана скало- и скейлограмма временного ряда, вычисленная вейвлетом Морле в диапазоне масштабов до 150 часов, параметр $k_0 = 5$. В отличие от Фурье-спектра, на скейлограмме можно видеть лишь две спектральные линии, соответствующие периодам 12 и 24 часа.

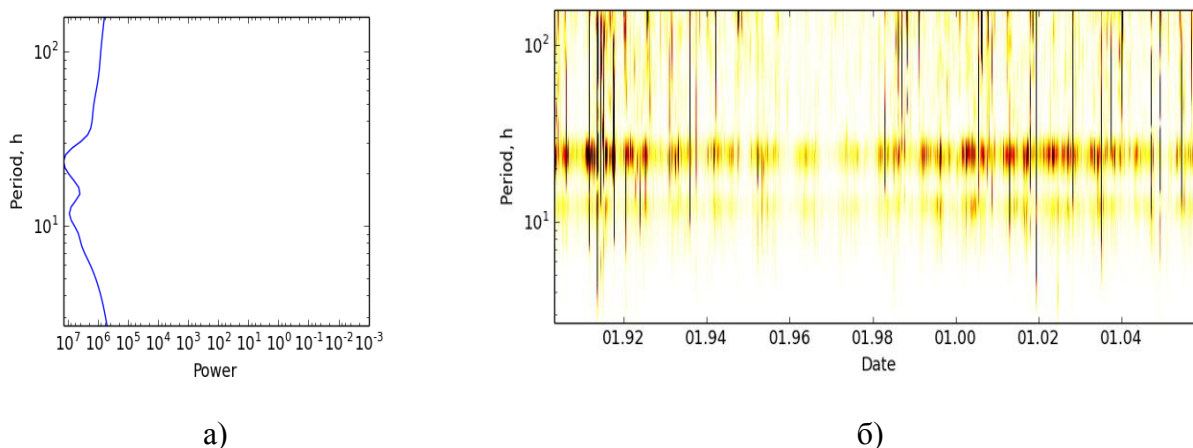


Рис. 3. Скейлограмма (а) и скалограмма временного ряда (б), вычисленная вейвлетом Морле в диапазоне масштабов от 3 до 150 часов, $k_0 = 5$.

Причем амплитуды этих линий изменяются во времени с характерным периодом в полгода (см. рис. 3б), максимумы приходятся на время весеннего и осеннего равноденствия, а минимумы на времена солнцестояний, что соответствует сезонным колебаниям геомагнитной активности. Кроме того, заметен глубокий минимум амплитуды суточных вариаций, приходящийся на декабрь 1996 г., связанный с минимумом 11-летнего периода солнечной активности. Как и следовало ожидать, период суточных колебаний на протяжении 1990-2005 гг. оставался практически неизменным, так как за это время сутки укоротились менее чем на секунду.

На скалограмме, выполненной при помощи DOG-вейвлета первого порядка (рис. 4), обладающего одним нулевым моментом, можно увидеть не более одной спектральной полосы. Следует отметить, что этот вейвлет хорошо выделяет случайные геомагнитные вариации и почти полностью скрывает периодические.

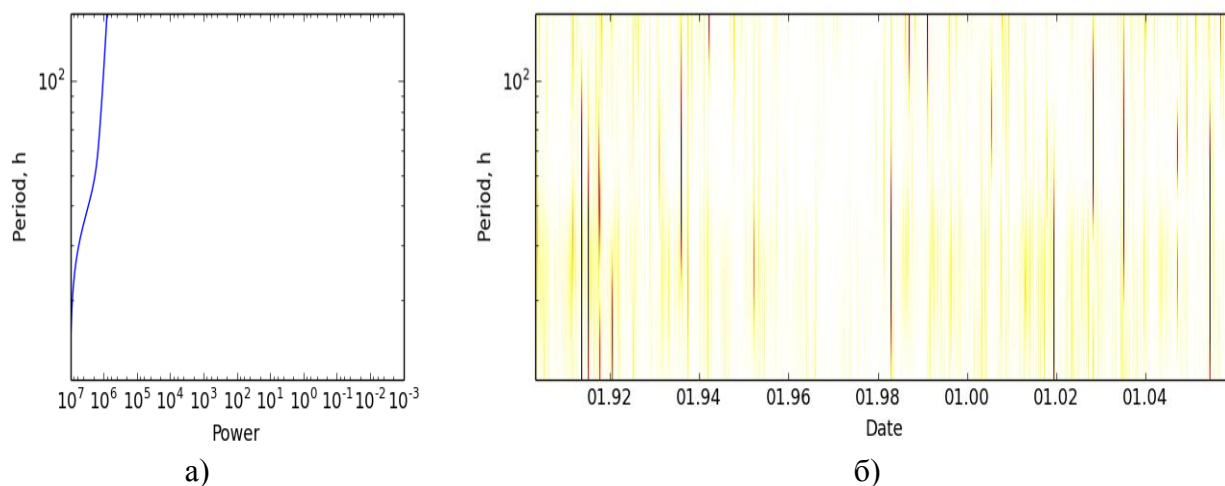


Рис. 4. Скейлограмма (а) и скалограмма временного ряда (б), вычисленная DOG-вейвлетом в диапазоне масштабов до 120 часов, $m = 1$.

И, наконец, вейвлет Пауля одинаково хорошо показывает как периодические, так и случайные составляющие геомагнитных вариаций, обладая при этом средним временным и частотным разрешением. Ниже (рис. 5) показана скейло- и скалограмма вейвлет-преобразования временного ряда, вычисленная вейвлетом Пауля 64-го порядка. Заметны три спектральные линии, соответствующие периодам 24, 12, и 8 часов.

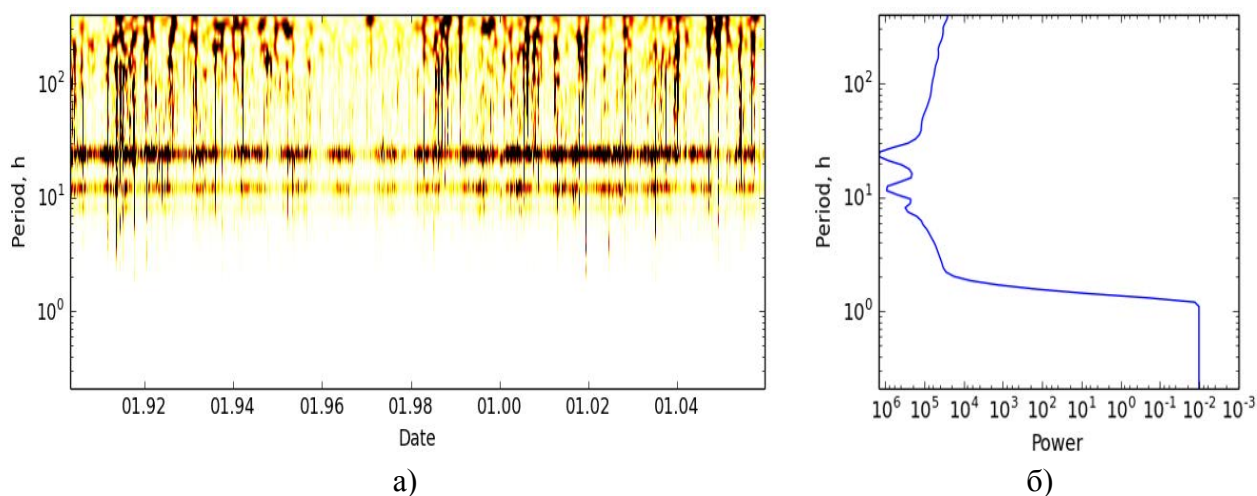


Рис. 5. Скейлограмма (а) и скалограмма временного ряда (б), вычисленная вейвлетом Пауля в диапазоне масштабов от 3 до 100 часов, $m = 64$.

Таким образом, по результатам приведенных и других вычислительных экспериментов (табл. 2), можно видеть, что для анализа периодических компонентов геомагнитных вариаций больше всего подходит вейвлет Морле, который по своей форме напоминает волну, хоть и затухающую. При этом изменение параметра k_0 позволяет получить необходимую временную и частотную избирательность вейвлета.

DOG-вейвлет и вейвлет Пауля по своей форме близки к полуволне и позволяют лучше анализировать непериодические компоненты геомагнитных вариаций, причем, чем больше нулевых моментов имеет вейвлет (чем выше его порядок), тем более отчетливо он показывает короткопериодические составляющие и особенности высокого порядка, содержащиеся в геомагнитных вариациях.

Таблица 2. Качественно-количественные характеристики базисных вейвлетов, использованных для анализа магнитных вариаций

Свойство \ Вейвлет	Морле		DOG				Пауля	
				МНАТ				
Порядок вейвлета (Кол-во нулевых моментов)	1	1	1	2	4	64	4	64
Частота, k_0	5	15	-	-	-	-	-	-
Временная избирательность	хор.	уд.	уд.	отл.	хор.	уд.	уд.	уд.
Частотная избирательность	хор.	отл.	уд.	уд.	хор.	отл.	уд.	хор.
Выделение периодических компонентов временного ряда	хор.	отл.	уд.	уд.	уд.	хор.	уд.	хор.
Выделение случайных компонентов временного ряда	уд.	уд.	хор.	хор.	хор.	уд.	хор.	хор.

Заключение. Таким образом, вейвлет-анализ магнитных вариаций в сравнении с Фурье анализом обладает рядом преимуществ. Во-первых, результаты вейвлет-анализа не чувствительны к наличию тренда в исходном временном ряде геомагнитных вариаций. Используя DOG-вейвлеты с большим количеством нулевых моментов, можно исключить не только линейную тенденцию, но и тренды более высокого порядка. Во-вторых, вейвлет-анализ позволяет легко различить периодические и случайные составляющие временного ряда. Так, первые параллельны оси времени, а вторые – оси масштабов (периодов). При этом вейвлет Морле больше подходит для анализа периодических составляющих геомагнитных вариаций, в то время как DOG-вейвлеты позволят подчеркнуть их непериодические особенности. Наконец, вейвлет-анализ позволяет увидеть не только концентрации мощности на каких-либо масштабах, но и проследить за их изменением во времени. Все это делает вейвлеты перспективным инструментом анализа вариаций магнитного поля Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амиантов А.С., Зайцев А.Н., Одинцов В.И., Петров В.Г. Вариации магнитного поля Земли. Москва. 2001. <http://www.izmiran.ru/stp/polar/PAPERS/cdrom.pdf>
2. Витязев В.В. Вейвлет-анализ временных рядов: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та. 2001. 65 с.
3. Compo Gilbert P. A Practical Guide to Wavelet Analysis / Amer. Meteor. Soc. In Bulletin of the American Meteorological Society. 1998. Vol. 79. No. 1. P 61-78.
4. <http://spidr.ngdc.noaa.gov>
5. Верзунов С.Н. Программные средства для вейвлет-анализа временных рядов. (TESLA). Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 363, Кыргызская Республика, 30 марта 2015 г.

СПОСОБЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ И НАБЛЮДЕНИЕ ЕЁ ПРОЯВЛЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

Воронцова Е.В.

e-mail: vorontsova@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Кыргызстан

Приведено сравнение различных способов обнаружения грозовой активности. Исследована статистика появления гроз для Бишкекского геодинамического полигона за 2010-2013 гг. Показаны примеры сигналов, связанных с грозовой активностью в различных геофизических полях: сейсмическом, естественном электрическом, геомагнитном. Проведен анализ корреляции вариаций полного электронного содержания с грозовой активностью.

Результаты работы могут быть использованы для исследования возможной связи грозовой и сейсмической активностей, дискриминации грозовых шумов на сейсмограммах, а также для анализа возможных изменений параметров геосреды после мощных гроз.

МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ МОНИТОРИНГА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С БУМАЖНЫХ НОСИТЕЛЕЙ

Воронцова Е.В., Лазарева Е.А.

тел.: (+996 312) 613-140; e-mail: vorontsova@gdirc.ru, lazareva@gdirc.ru

Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Кыргызстан

В 1978 г. постановлением Совета министров СССР было принято решение об усилении исследований в области прогноза землетрясений. В результате, начиная с 1979 г., в 30 км к югу от г. Бишкека (Фрунзе) на северном склоне Киргизского хребта начинается строительство Научной станции РАН и организация будущего Бишкекского геодинамического полигона (БГП). В комплекс исследований, наряду с электромагнитными зондированиями, геодезическими и сейсмологическими исследованиями, вошли и геомагнитные наблюдения, основной задачей которых являлось установление пространственно-временной связи между изменениями локального магнитного поля и сейсмотектоническим процессом. Начало геомагнитным исследованиям с измерением модуля полного вектора магнитного поля T на БГП было положено в декабре 1982 г. В первые два года режимные наблюдения проводились на пяти станциях: Аксу, Шавай (Белогорка), Чонкурчак, Иссык-Ата и Кегеты. В 1985 г. к сети наблюдений добавилась станция Карагай-Булак, расположенная на северном берегу оз. Иссык-Куль, а на ст. Аксу, Шавай и Иссык-Ата была начата эксплуатация разработанных в ОМЭЭ регистраторов данных на магнитных лентах – РД-1, с последующей их обработкой на ЭВМ СМ-4. Дискретность измерений составляла 20 секунд, на остальных станциях она оставалась прежней - 20 мин. С 1988 г. все станции были переведены на описанные выше регистраторы и дискретность измерений составляла 20 секунд. В период с 1991 г. по 1994 г., был произведен ряд технических изменений [1], и с 1994 г. результаты мониторинга полного вектора геомагнитного поля на 7 стационарных и ряде передвижных станций стали записываться в единую электронную базу данных.

Таким образом, за время проведения мониторинга геомагнитного поля на территории БГП (с 1983 г. по настоящее время) методы измерения, передачи и хранения полученных данных претерпели сильные изменения. С позиции представления и архивирования этот период можно разделить на следующие этапы:

- 1) 1983–1985 гг. – дискретность измерений 20 мин, запись значений вручную (рис. 1а), с последующей распечаткой через ЭВМ массива данных за сутки в виде «ленточки» (рис. 1б) или таблицы (рис. 1в);
- 2) 1986–1987 гг. – дискретность измерений 20 мин, распечатка полученных значений в виде ежемесячных таблиц (рис. 2) с вычетом значения так называемого «уровня станции», например, 53000 нТл;
- 3) 1988–1993 гг. – дискретность измерений 20 с, распечатка суточных графиков с исходных данных на графопостроителе (рис. 3), усреднение до 20 мин, распечатка ежемесячных таблиц, аналогичных периоду 1986–1987 гг.

4) 1994 г. – настоящее время – дискретность измерений 20 с, электронный архив.

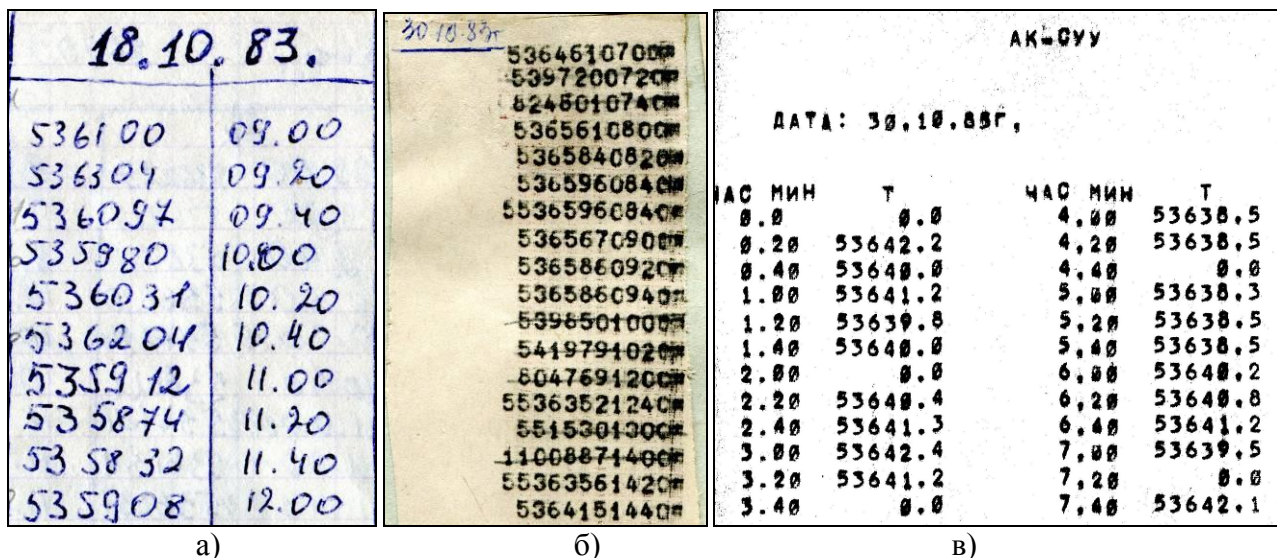


Рис. 1. Данные мониторинга геомагнитного поля в 1983–1985 гг.: а) – запись данных вручную; б) – распечатка данных за сутки; в) – распечатка данных в виде таблицы.

71233630 AK-CUU
ДАННЫЕ МАГНИТОМЕТРИИ
ЗА 4.00 ГОД

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1:	636.5:	637.2:	633.4:	640.5:	0.0:	636.2:	638.9:	641.9:	643.5:	641.0:
2:	635.9:	635.7:	633.2:	639.5:	0.0:	637.9:	640.5:	643.9:	640.5:	642.7:
3:	636.2:	635.2:	635.5:	638.0:	0.0:	638.7:	641.4:	646.7:	635.2:	643.7:
4:	636.4:	636.2:	638.4:	638.9:	0.0:	631.7:	641.5:	645.7:	643.0:	644.7:
5:	639.4:	0.0:	640.0:	628.2:	0.0:	624.4:	0.0:	646.7:	643.7:	647.2:
6:	642.4:	641.5:	641.2:	632.2:	0.0:	623.2:	645.2:	647.5:	649.2:	648.2:
7:	646.2:	643.2:	640.9:	632.5:	0.0:	626.2:	645.4:	648.7:	649.9:	649.4:
8:	646.4:	645.4:	642.7:	633.9:	0.0:	625.2:	646.4:	647.7:	648.2:	650.6:
9:	645.5:	644.7:	642.4:	635.0:	0.0:	628.4:	644.2:	647.0:	648.5:	651.6:
10:	642.9:	640.0:	642.9:	638.4:	0.0:	628.0:	642.7:	644.9:	648.0:	651.1:
11:	640.4:	637.2:	640.7:	627.0:	0.0:	618.7:	641.2:	642.4:	648.2:	648.7:
12:	635.7:	632.7:	637.7:	627.7:	0.0:	607.2:	635.5:	637.7:	643.7:	644.9:

Рис. 2. Данные мониторинга геомагнитного поля в 1986–1988 гг.

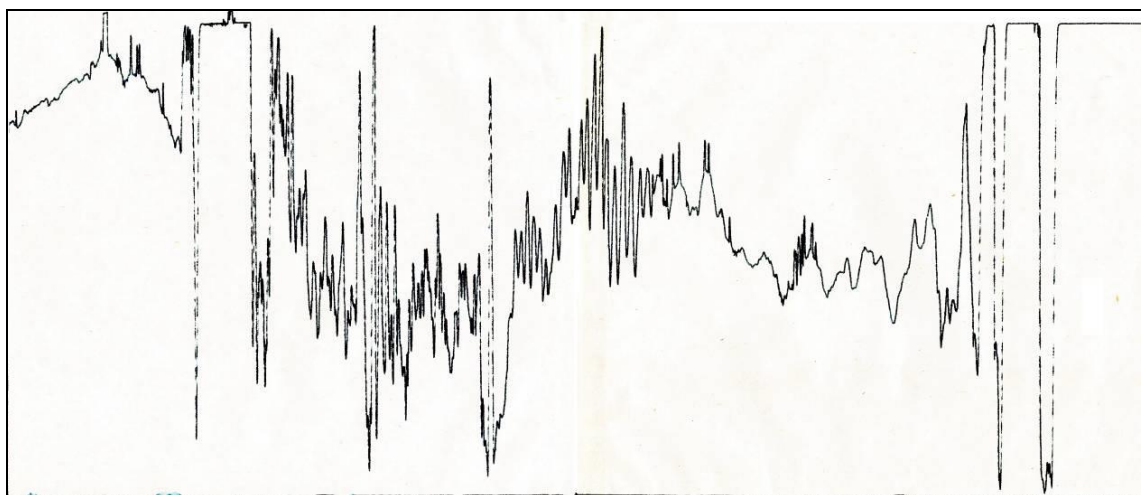


Рис. 3. Данные мониторинга геомагнитного поля в 1988–1993 гг.

В лаборатории комплексных исследований ИС РАН было принято решение о восстановлении бумажного архива и о создании единой электронной базы данных. Основной предпосылкой к этому является то, что за время с 1983 г. по 1993 г. в Киргизии произошел ряд крупных землетрясений. Эпицентр наиболее значимого Суусамырского землетрясения (19.08.1992 г., 42.142°N и 73.575°E, K=17, M=7.3) располагался всего в 100 км от магнитометров сети Научной станции РАН, что является уникальным событием за все время геомагнитного мониторинга на территории БГП. Следует отметить, что это было единственное землетрясение с $M > 7.0$ на территории Северного Тянь-Шаня и прилегающих к Киргизии сейсмоопасных территорий сопредельных государств за время с апреля 1978 г. до декабря 2015 г.

Работа по переводу бумажного архива в электронный началась в 2015 г. и продолжается сейчас. Обработка архивных данных выполняется в несколько этапов:

- 1) Сканирование бумажных носителей, создание архива полученных изображений.
- 2) Распознавание таблиц с 20-минутными значениями с помощью программы FineReader.
- 3) Построение графиков полученных данных, сравнение значений для разных станций с часовыми значениями геомагнитного поля, измеренного на станции Алма-Аты (~230 км.). Анализ качества данных, удаление различных видов помех и восстановление недостающих значений производится на основе общепринятого разностного метода [2].
- 4) Оцифровка графиков 20-секундных данных.

К настоящему времени уже обработаны цифровые таблицы за 1988 г., 1990-1993 гг., что позволило обнаружить значительное изменение в характере векового хода геомагнитного поля в 1991 г. (рис. 4). Такое изменение связано с процессами в глубинных горизонтах земного шара и вращением ядра Земли и является проявлением «западного дрейфа» [3] для данной территории.

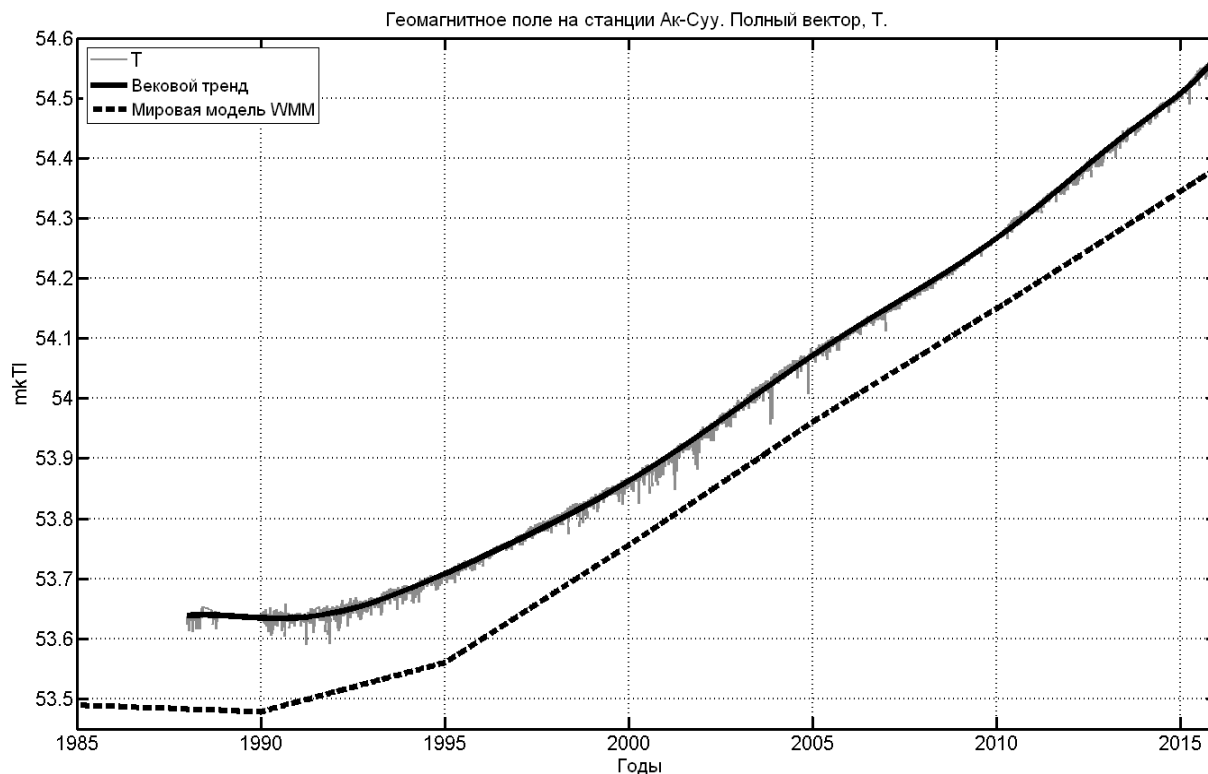


Рис. 4. Характер изменения векового хода геомагнитного поля за период с 1988 по 2015 гг.

Однако использование только цифровых значений 20-минутных данных не позволяет в полной мере использовать весь материал, накопленный за 1988–1993 гг. Поэтому была разработана методика оцифровки данных с суточных графиков, реализация алгоритма осуществлялась в пакете Matlab. Основная проблема заключалась в том, что графики, выполненные с помощью графопостроителя, не имеют точной шкалы времени и амплитуды значений. Но дальнейший анализ показал, что при печати каждый день разбивался на 12 часов и занимал одинаковую длину по горизонтали (шкале времени). По вертикали масштаб изменялся, но для отдельного дня совпадал для всех станций. Если рассматривать график как линейное преобразование исходных данных, то становится возможным определить как шкалу времени, так и значения амплитуды, основываясь на цифровых данных 20-минутных усреднений. Таким образом, алгоритм представляет собой последовательность следующих операций:

- 1) Получение координат «черных пикселей» графика относительно начала координат графика.
- 2) Восстановление интерполяцией (сплайн) пустых кусков графика или заведомо бракованных значений, вызванных помехой.
- 3) Наложение полученных значений на исходную картинку, проверка качества оцифровки (рис. 5).
- 4) Стандартизация, расчет количества пикселей по шкале времени, преобразование шкалы времени, усреднение до 20 мин., вычисление коэффициентов линейного преобразования из «пиксельных значений» в амплитуду в нТл на основе 20-минутных значений, выполнение преобразования для всех значений.
- 5) Сравнение полученных данных с другими станциями, по возможности сравнение с «опорными станциями», в качестве которых могут выступать станции ААА (ближайшая) и AMS (магнитосопряженная) сети Intermagnet.

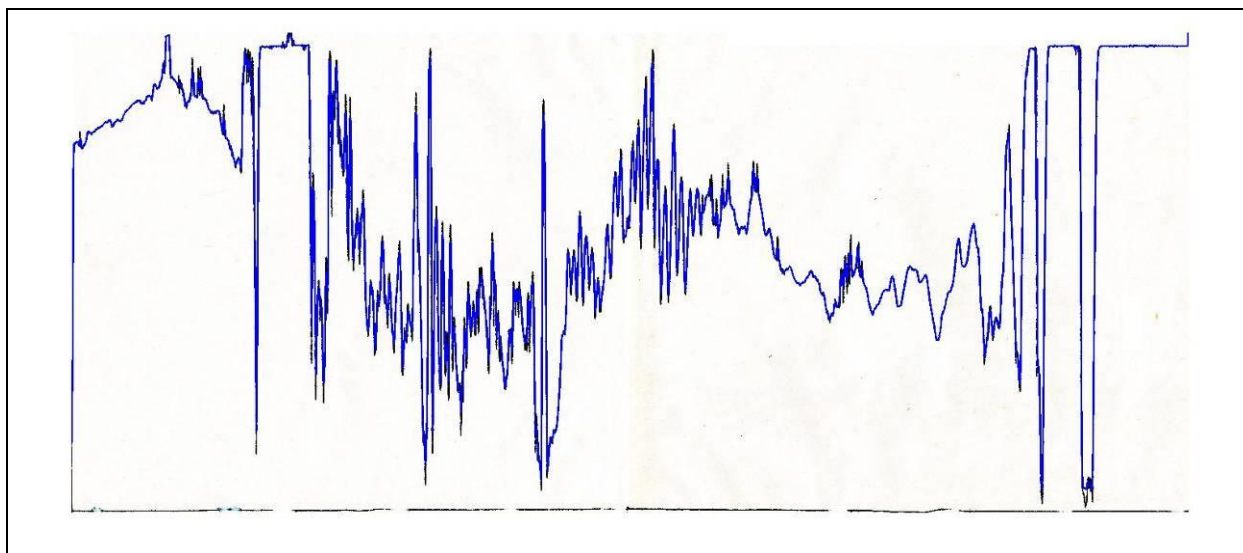


Рис. 5. Наложение полученных данных мониторинга геомагнитного поля на исходную информацию.

В качестве примера работы алгоритма приведем результат восстановления сильной геомагнитной бури 24 марта 1991 г. Данная буря также представляет научный интерес, так как относится к классу «супер-бурь», которые происходят в среднем раз в 10-12 лет – следующая подобная буря произошла 30 октября 2003 г. Такие бури сопровождаются сильными колебаниями магнитного поля и глобальными пульсациями с периодом 5-10 мин, которые, естественно, будут пропущены на 20-минутных и часовых записях. Исходные

данные и промежуточный этап обработки для этого дня были показаны на рис. 3 и 5 соответственно. На рис. 6 показан конечный результат и 1-минутные значения полного вектора геомагнитного поля на магнитосопряженной станции AMS (за вычетом среднесуточных значений). Сравнение двух графиков показывает хорошую согласованность как по времени, так и по амплитуде.

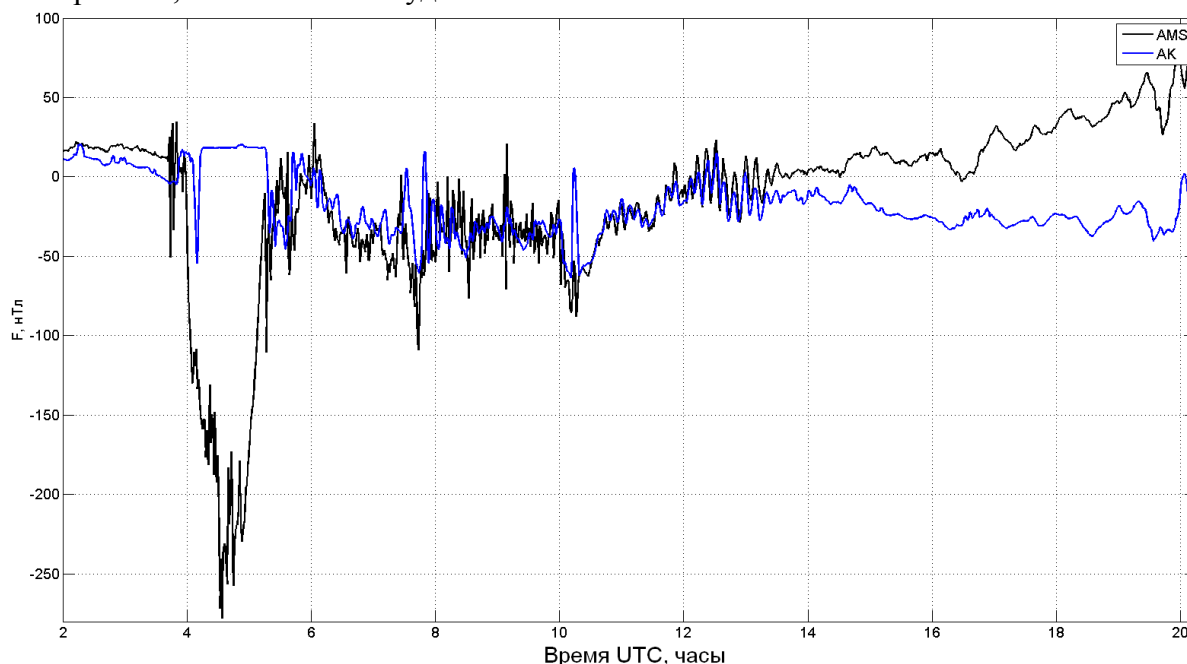


Рис. 6. Результат обработки и 1-минутные значения полного вектора геомагнитного поля на магнитосопряженной станции AMS.

Выводы. Применение алгоритма показало, что его использование оправданно и позволяет с хорошей точностью восстанавливать данные, особенно для магнитоспокойных дней. Во время бурь и сильных пульсаций восстановление осложняется «зашкалами» и ограничением разрешения «толщина линии/на пиксель», особенно это влияет на разрешение по времени – после применения алгоритма рекомендуемое значение шага дискретизации составляет 1 мин., что достаточно для выделения колебаний с периодом от 2 минут. Полученные таким образом данные дают возможность значительно расширить базу измерений геомагнитного поля, что позволит в дальнейшем провести анализ вариаций геомагнитного поля в период подготовки Суусамырского землетрясения, а также исследовать проявления геомагнитных бурь и пульсаций различной магнитосферной природы.

Авторы выражают свою благодарность научному руководителю Брагину В.Д. Работа выполнена в рамках государственного задания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мухамадеева В.А., Воронцова Е.В., Лазарева Е.А. Опыт проведения геомагнитных наблюдений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Вестник КРСУ. 2015. Т. 15. № 3. С. 130-134.
2. Лазарева Е.А. Типы естественных и техногенных помех при выполнении геомагнитного мониторинга // Современная техника и технологии в научных исследованиях: материалы VII Международной конференции молодых ученых и студентов 25-26 марта 2015 г. в Бишкеке. Бишкек: ИС РАН. 2014. С. 85-92.
3. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: изд-во Ленингр. Университета. 1978. 592 с.

ОТКЛИК ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ НИЗКОШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЫ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ РС5 ПУЛЬСАЦИИ

Воронцова Е.В.¹, Пилипенко В.А.²

e-mail: vorontsova@gdirc.ru, pilipenko_va@mail.ru

¹Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, Кыргызстан

²Институт космических исследований Российской академии наук, г. Москва, Россия

Исследован возможный периодический отклик низкоширотной ионосферы на интенсивные глобальные РС5 пульсации во время восстановительной фазы магнитной бури 31 октября 2003 г. Впервые обнаружен эффект модуляции ПЭС глобальными РС5 пульсациями (период порядка 6 мин.) по данным магнитометров и GPS-приемников на полигоне в Бишкеке и Индии. Однако этот эффект нельзя объяснить на основании моделей взаимодействия альвеновских волн с ионосферой.

Для интерпретации была разработана модель взаимодействия с ионосферой магнитозвуковой МГД-волны. Теоретические оценки, полученные с помощью этой модели, показали, что наблюдаемый эффект может быть связан с модуляцией магнитного поля и плазмы полем магнитозвуковой волны.

О СВЯЗИ ДЕГРАДАЦИИ ЛЕДНИКОВ И АТМОСФЕРНО-ГРОЗОВЫХ ЯВЛЕНИЙ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Гасанова А.Т., Усупаев Ш.Э., Абдрахманова Г.А., Валиев Ш.Ф.

тел.: +996 312 541318; 0700136913; e-mail: al.gasanova@caiaq.kg

тел.: +996 312 541318; 0553-911374; e-mail: g.abdrahmanova@caiaq.kg

тел.: +996 312 555775; 0555888 032; e-mail: sh.usupaev@caiaq.kg

тел.: +992 37 238 12 92; +992 93 4231152; e-mail: valiev_sh@mail.ru

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек,
Кыргызская Республика

В работе приводятся результаты исследований георисков, сопряженных с деградацией ледников и влиянием гроз и молний, индуцирующих сейсмичность на территории Кыргызстана.

Максимально грозы и сопровождающие их молнии проявляются в июне, а в Иссык-Кульской впадине их активность смещается на июль месяц. Составлена инженерно-геономическая (ИГН) карта, где районы концентрации гроз, сопровождаемых молниями, приурочены к зонам разломов, линеаментов, а также окаймляют восточную, юго-восточную и юго-западную части бессточного бассейна озера Иссык-Куль.

Для территории Кыргызстана выявлен закономерный сезонный характер проявления внутригодовой активизации землетрясений: зимний (декабрь-январь), весенний (март-апрель), летне-осенний (июль-август) месяцы. Именно в пределах предполагаемых, согласно карте прогноза районов ожидаемых землетрясений (РОЗ), землетрясений весеннего и летне-осеннего сезонов происходит дополнительная энергетическая подпитка сейсмичности грозowymi нагрузками.

Гляциальные нагрузки (рост ледников) и разгрузки (деградация ледников) из-за действия закона изостазии также принимают участие в регулировании режима сейсмичности в Кыргызстане. Гляциальные нагрузки и разгрузки, а также грозы и молнии, с которыми связывают особенности развития режима сейсмичности горных стран, представляются дискуссионными и до сих пор недостаточно изученными процессами и явлениями. Тем не менее, геоэлектрические и геомагнитные силы и их линии, являются неотъемлемыми и

взаимосвязанными физическими полями, пронизывающими каждую точку Земли (в т.ч. имеют место на территории Кыргызского Тянь-Шаня) [1-8].

Таяние и рост ледников приводят к пульсациям в нагрузках литосферы на податливую нижележащую астеносферу Земли и, по закону изостазии, к развитию геодинамических движений и изменению режима сейсмичности.

Воздействующие на поверхность литосферы грозы и молнии, имеющие сезонный характер проявления, в результате взаимодействия с электромагнитными полями, особенно в зонах разломов и линеаментов, также оказывают влияние на сейсмичность.

Геологический закон изостазии весьма чутко реагирует на изменение нагрузок в литосфере, а вырабатываемые вращением твердого ядра планеты электромагнитные поля пронизывают геосферы, в т.ч. сеймосферу Земли и ее субчасти, такие как Тянь-Шань. Действие закона изостазии трансформирует изменение нагрузок в поиске равновесного состояния литосферы и ее компонент, компенсация которой происходит на глубине около 100 км в слое с пониженной вязкостью, т.е. в астеносфере [6-8].

Нарушения изостазийного равновесия в литосфере горных станах Центральной Азии (в т.ч. Кыргызстана) создают: 1) изменения мощности отдельных горизонтов земной коры и слоев; 2) изменение плотности подкорового слоя; 3) компенсацию приповерхностных неоднородностей над литосферой; 4) изменение тектонических условий; 5) аномалии давления на глубине компенсации масс; 6) нагрузки и разгрузки, вызванные природной гляциальной или инженерно-хозяйственной деятельностью человека [6-8].

«Всплывание» земной коры происходит по закону изостазии в районах деградации и таяния ледников, где падает их вес и происходит разгрузка, а в областях роста оледенения и, соответственно, нагрузок на поверхности литосферы наблюдается её прогибание, что приводит к активизации современных движений и повышению сейсмичности. Например, на месте валдайского оледенения Фенноскандии изостазийное поднятие на площади 100 км² происходило в течение 700 лет со средней скоростью 13 см/год и более. Скорость движения аномальной массы на глубине 100 км составила 1 м/год. При этом кровля литосферы весьма податлива и ее части не выдерживают длительную нагрузку более 10 кг/кв.см, при сосредоточении нагрузки в радиусе нескольких сотен километров.

Объем ледников Центральной Азии по сценариям глобального изменения климата по прогнозам к 2100 г. сократится более чем на 70%, что приведет, по закону изостазии, к росту горных сооружений, активизации актуотектонических движений и повышению сейсмичности в регионе. Например, в Пянджском ледниковом узле Таджикистана с 1949 г. по 1985 г. площадь ледников сократилась на 39%, в Памирском узле – на 31%. В среднем темпы деградации ледников составили 1% в год [6-8].

На территории Кыргызского Тянь-Шаня за последние 26 лет (1987-2006 гг.) площади, занятые ледниками, сократились на 22%, что вызывает разгрузку кровли литосферы, активизацию современных вертикальных поднятий и рост сейсмичности.

Землетрясения на территории Кыргызстана, по данным Института сейсмологии НАН, имеют сезонную цикличность, выше уровня среднегодового фона; а) весеннюю, март-апрель (в это время тают снежники и происходит разгрузка поверхности литосферы); б) июль-август (в данный период протекают процессы максимального таяния ледников с разгрузкой их массобаланса, происходит прорыв горных озер), что влияет на сейсмоактивность; в) декабрь – январь (происходит ледово-снеговая нагрузка на поверхность литосферы, в отличие от весенней разгрузки; смена знака движения способствует сейсмической активности) [6-8].

Что касается грозových нагрузок, то они выступают в роли источника подзарядки электрического поля Земли, как природный сферический конденсатор с напряжением около 400 кВ. В хорошую погоду планета разряжается, а при грозе заряжается электричеством. При разряде молнии выделяется 10^9 - 10^{10} джоулей энергии с образованием на поверхности Земли горной породы фульгурита, уходящего вглубь на 5 м (полый цилиндр из оплавленного грунта, окаменевший след молнии).

Коренные породы земной коры являются электроизоляторами, в них токи не однородны по плотности, однако, если сравнивать с гидросферой, имеют собственные каналы с повышенной проводимостью в виде глубинных разломов, вулканов, слоев электропроводящих осадочных пород и флюидов.

Сейсмическое спокойствие устанавливается тогда, когда электричество накапливается; активные периоды соответствуют разрядке геоконденсаторов, непосредственно перед землетрясением и во время него изменяется электрический потенциал атмосферы.

По инструментальным исследованиям с использованием дистанционного зондирования Нигметову Г.М., Шахраманьян М.А., Бабусенко М.С., Шипову А.В., Хазову А.А., Волкову А.В. удалось обнаружить, что из эпицентра предстоящего землетрясения испускается электромагнитное излучение в диапазоне частот $\sim 0,1-10$ Гц.

Достигнув нижней границы РПЗ, электромагнитные излучения привязываются к тем магнитным силовым трубкам из линий, которые проходят через эпицентр предстоящего землетрясения. Вдоль магнитной широты, на которой расположен эпицентр предстоящего землетрясения, появляется в течение 15-20 минут кольцо высыпания. Современный космический аппарат на орбите может зарегистрировать всплеск, определить место и время ожидаемого землетрясения [1-2].

Так, например, зафиксировано изменение интенсивности молниевых разрядов перед землетрясением, произошедшим 17. 08. 1999 г. с $M=7,5$ в районе г. Измир на севере Турции. Продвигаясь к земле, канал молнии благодаря ионизации создает из непроводящего воздуха высокопроводящую плазму – 100 миллионов вольт – типичное напряжение, которое доставляет к земле канал молнии. Также на космических снимках за день и за несколько часов перед вышеуказанным сильным землетрясением разломы трассировались нитью облачности, движущейся к очагу сейсмокатастрофы [1-3].

Первым из предвестников начинает срабатывать метеорологический (изменение атмосферного давления). Выявляются 12-часовые падения атмосферного давления. Эти изменения давления наступают за одну неделю до катастрофического землетрясения с M более 4,5. Перед сильными землетрясениями, как правило, наблюдались периоды сейсмического затишья. За неделю до землетрясения происходит рост интенсивности молниевых разрядов и за день-два до землетрясения наступает затишье [1-3].

Грозы на территории Кыргызстана, наряду с разрядкой электричества на поверхность Земли, индуцируют следующие геориски метеорологического и гидрологического характера: а) селевые паводки; б) наводнения; в) угрозу поражения молниями жилых домов и инфраструктуры населенных пунктов; г) пожары; д) аварии на летательных аппаратах, плавающих средствах и транспорте.

Мониторинг гроз в Кыргызстане проводится по 65 метеопостам, расположенным на абсолютных отметках от 600 м до 3614 м. На территории Кыргызстана в среднем в год случается 28 гроз, или 37 грозочасов. Длительность грозовых явлений в среднем составляет 1 час 24 минуты [2].

Районы со средним максимальным числом дней с грозами (44 и более в год) расположены вокруг оз. Иссык-Куль неравномерно и контактируют с акваторией водоема в восточной, юго-восточной частях побережья, а на юго-западной периферии - находятся на границе Иссык-Кульской и Кочкорской межгорных впадин.

На северном и восточном побережьях происходят до 59 гроз/год (77 грозочасов), в то время как на западном побережье (г. Балыкчи) наблюдается проявление 33 гроз/год (80 грозочасов). В Иссык-Кульской впадине грозовой сезон сдвигается на месяц и является максимальным в июле месяце, что связано с инерционным влиянием большой массы воды в озере Иссык-Куль.

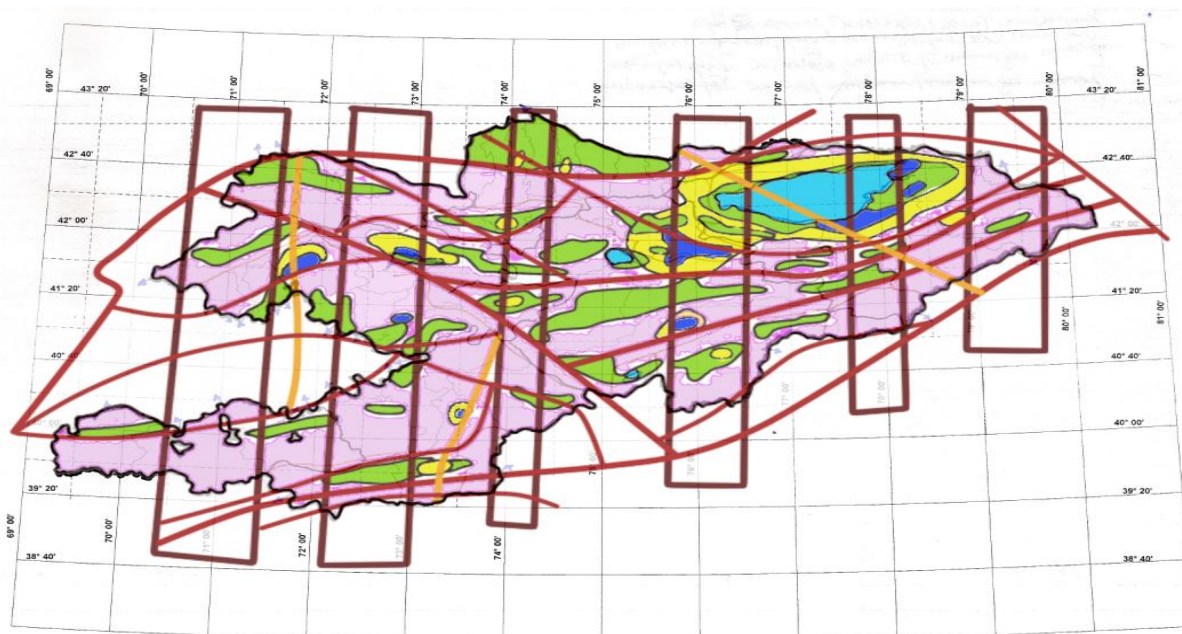
Грозовая опасность снижается в направлении от Иссык-Кульской впадины к юго-западной части Кыргызстана, затем переходит во Внутренний Тянь-Шань и в конце имеет место на севере и северо-западе Тянь-Шаня [4].

На составленной ИГН-карте (рис. 1) дано распределение районов с максимальным числом проявления грозовых процессов, она совмещена с картами тектонических разломов, линеаментов и меридиональных секущих сейсмоактивных структур.

На рисунке 1 красными толстыми линиями выделены разломы тектонические надрегиональные; красными тонкими линиями – разломы тектонические региональные; оранжевые линии – линеаменты; прямоугольники коричневого цвета – поперечные меридиональные секущие структуры с повышенной сейсмичностью.

На рисунке 1 районы нагрузок от гроз контактируют с меридиональными структурами с повышенной сейсмичностью, пересекаются линиями разломов и линеаментов и окаймляют на юго-востоке и востоке побережье оз. Иссык-Куль. Выявленные выше особенности влияния грозовых нагрузок к границам разломов и линеаментов свидетельствуют о том, что энергии токов от молний контактируют с глубинной частью сейсмосферы через более электропроводящие грунты.

Из ИГН-карты видно, что районы концентрации гроз, сопровождаемых молниями, находятся в зонах разломов, линеаментов, а также окаймляют восточную, юго-восточную и юго-западную части бессточного бассейна озера Иссык-Куль.



- Районы с максимальным числом грозовых процессов - 40 и более событий в год.
- Районы с числом гроз до 30 событий в год на территории Кыргызстана.
- Межгорные долины на территории Кыргызстана.

Рис. 1. ИГН-карта распределения районов с высокими значениями числа гроз и меридиональных структур с повышенной сейсмичностью и тектоническими разломами, линеаментами в Кыргызстане и трансграничных районах со странами Центральной Азии.

На территории Кыргызского Тянь-Шаня наблюдается закономерный сезонный характер внутригодовой активизации землетрясений: зимний (декабрь-январь), весенний (март-апрель), летне-осенний (июль-август).

Грозы и их молнии, индуцирующие сейсмичность, максимально проявляются в Кыргызстане в июне, а в Иссык-Кульской впадине смещаются на июль месяц.

Именно ожидаемые по карте прогноза РОЗ землетрясения весеннего и летне-осеннего сезонов энергетически подпитываются грозовыми нагрузками.

Выводы

1. Грозы и вызванные ими молнии в сезоны их максимального развития, вероятно, воздействуют на характер сезонной сейсмичности исследуемой территории посредством прохождения энергии электричества через проводящие грунты зон разломов и линейментов.
2. Нагрузки и разгрузки от ледниковой и межледниковой в результате действия закона изостазии участвуют в распределении режима сейсмичности горных стран на примере территории Кыргызского Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нигметов Г.М., Шахраманьян М.А., Бабусенко М.С. Шипов А.В., Хазов А.А., Волков А.В. Некоторые вопросы краткосрочного прогнозирования сейсмической опасности и риска / В сборнике: 25 лет – от идей до технологий. М.: ИИЦ ВНИИ ГОЧС. 2001. С. 107-116.
2. Abakanov, T., Lee A., Khachikjan G. On earthquake prediction using parameters of near space plasma. Proceedings of ESC2010 (6-10 September 2010 – Montpellier, France). P. 176.
3. Abakanov, T., Lee, A., Khachikjan, G. On monitoring of near space plasma parameters for purpose of earthquake prediction. Proceedings of International earthquake symposium Kocaeli. Turkey. 2009. С. 73-79.
4. S. Parolai, S. Orunbaev, D. Bindi,* A. Strollo, S. Usupaev, M. Picozzi, D. Di Giacomo, P. Augliera, E. D’Alema, C. Milkereit, B. Moldobekov, and J. Zschau. Site Effects Assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) Using Earthquake and Noise Recording Data Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 100. No. 6. P. 3068–3082.
5. Подрезова Ю.А. Климатическая характеристика режима гроз на территории Кыргызстана. Автореф. канд. дисс. Бишкек 2010. 24 с.
6. Усупаев Ш.Э. Инженерная геонимия предупреждения катастроф в Высокой Азии (Аспекты теории и практики) // Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии: материалы Международной конференции. Бишкек: Коллаж. 2014. С. 223-232.
7. Усупаев Ш.Э., Валиев Ш.Ф., Орунбаев С.Ж. Инженерно-геономические функции литосферы Таджикистана // Научно-образовательный и производственный журнал. ИА КР. Инженер. № 9. 2015. С. 184-188.
8. Усупаев Ш.Э., Валиев Ш.Ф. ИГН карты и модели функций литосферы горных стран (Таджикистан) // Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы: материалы международной конференции. Бишкек. 2015. С. 350-356.

УВЕЛИЧЕНИЕ ГЛУБИНОСТИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ СТАНЦИИ LEM1 417 M

Дзалба А.Л.

e-mail: Galelei@list.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Киргизия

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в настоящее время является одним из широко распространенных методов электроразведочных исследований. Применяется он при поисках рудных и гидротермальных месторождений, нефти и газа, в инженерной геологии. В основе метода МТЗ лежит изучение естественного электромагнитного поля Земли (магнитотеллурического поля, или МТ-поля), природа которого тесно связана с процессами, происходящими на Солнце. При проведении исследований МТ-поля с помощью магнитотеллурического метода происходит регистрация

взаимно перпендикулярных компонент электромагнитного поля (E_x , E_y , H_x , H_y) с периодами колебаний практически от 10^{-5} и до 10^5 герц [3]. При обработке зарегистрированных сигналов в этом частотном диапазоне рассчитываются их амплитудно-фазовые параметры спектра, по которым, в свою очередь, определяются кажущиеся сопротивления. Результат обработки отображается в системе координат с логарифмическим масштабом: по горизонтальной оси координат откладываются значения квадратного корня из периодов \sqrt{T} - величина, пропорциональная глубине зондирования, а по вертикальной оси – значения кажущихся сопротивлений ρ_{xy}, ρ_{yx} .

Известно, что над горизонтально-слоистой средой $\rho_{xy} = \rho_{yx}$, а над неоднородной по удельному электрическому сопротивлению (УЭС) в горизонтальном направлении они могут резко отличаться. За счет явления скин-эффекта глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем меньше частота f или, соответственно, чем больше период колебаний $T = \frac{1}{f}$ [4]. Поэтому для изучения глубинных горизонтов земной коры и верхней мантии Земли методика МТЗ сводится к длительным регистрациям компонент электромагнитного поля с помощью длиннопериодной магнитотеллурической станции *LEMI-417M* – станции, предназначенной для глубинного магнитотеллурического зондирования, при котором регистрируются сигналы с периодами от 20 секунд до 10^5 секунд.



а)



б)



в)

Рис. 1. Общий вид *Lemi-417M* (а), блок регистратора (б) и общий вид *Phoenix MTU5* (в).

Данная станция обладает улучшенной температурной и временной стабильностью, а также низкими уровнем шума и дрейфа, что было достигнуто в том числе и благодаря использованию феррозондового магнитометра [1, 2]. В то же время наиболее популярной аппаратурой разведочного диапазона глубин, используемой для МТЗ-исследований, считается канадская система *Phoenix MTU5*.

Целью данной работы является сравнительный анализ результатов обработки полевых данных, полученных в пункте геофизического мониторинга «Ак-Суу» разными измерительными станциями (*Lemi-417M* и *Phoenix MTU5*).

Основные компоненты станции *Lemi*: блок электроники, контактный блок электрических каналов (количество электрических каналов увеличено до четырех для дополнительного измерения компоненты вдоль некоторого азимута), электроды, феррозондовый магнитный датчик (рис. 1а, б).

На рисунке 2 показаны графики кривых кажущегося сопротивления по данным, полученным станцией *Lemi-417M*. Достоверные оценки модуля кажущегося сопротивления начинаются с $T=20$ с.

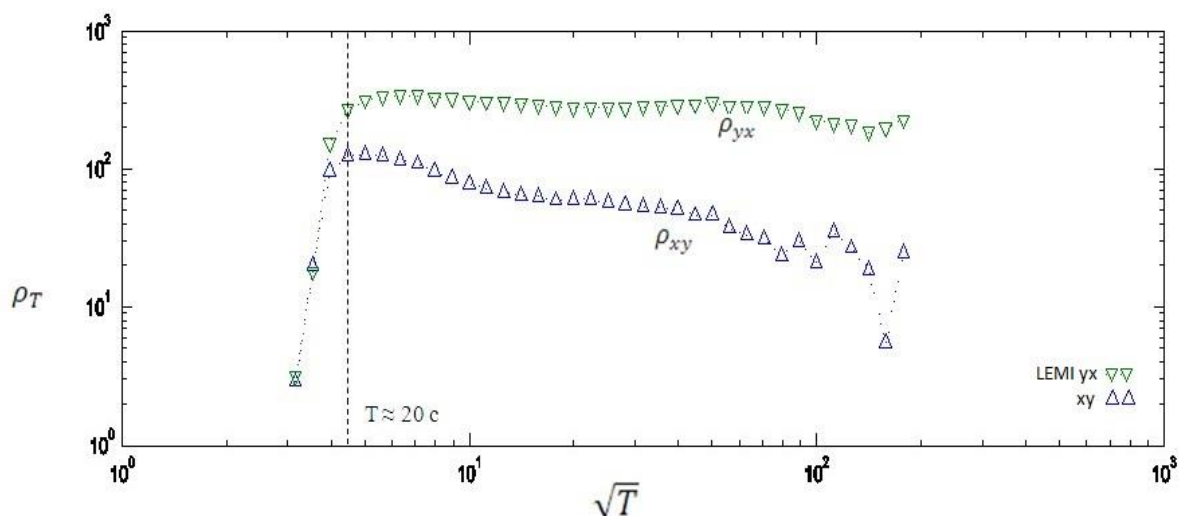


Рис. 2. Результат обработки МТ-данных, полученных станцией *Lemi-417M*.

На рисунке 3 представлены графики обработанных МТ-данных, записанных станциями *Lemi-417M* и *Phoenix MTU5*.

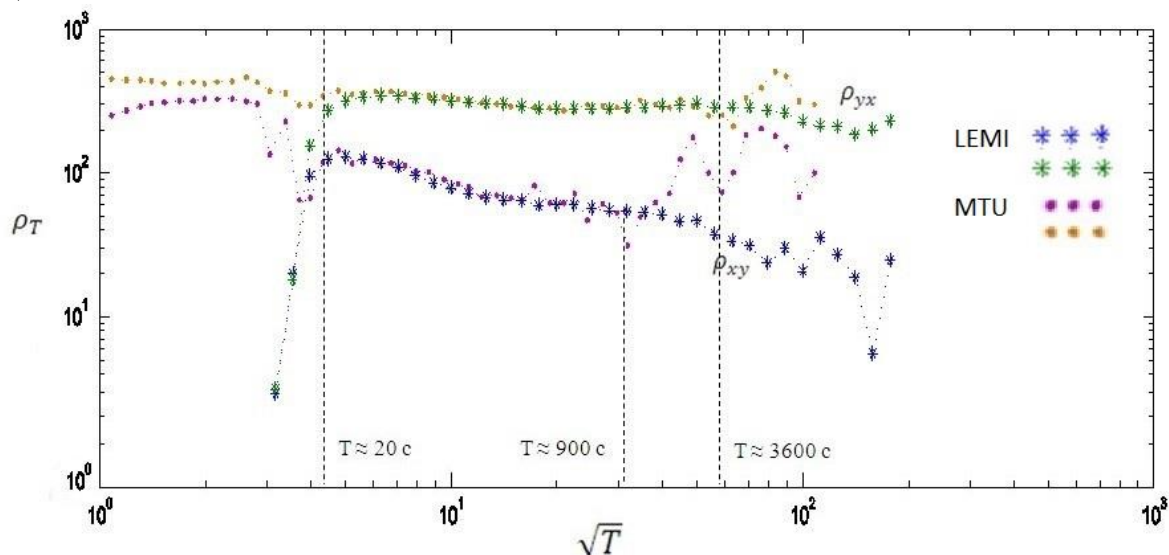


Рис. 3. Результаты обработки записей *Lemi-417M* и *Phoenix MTU5*.

Видно, что кривые по двум станциям хорошо совпадают в интервале периодов от 20 секунд до 900 секунд для ХУ-направления и от 20 секунд до 3600 секунд для УХ-направления. В диапазоне периодов от 900 секунд до 3600 секунд наблюдается неустойчивость результатов, полученных при обработке данных со станции *Phoenix MTU5* (коричневые и розовые кружки), в то время как результаты обработки данных со станции *Lemi-417M* более устойчивы. Таким образом, кривые *Lemi* дополняют кривых *Phoenix MTU5* в низкочастотном диапазоне до 30 000 - 40 000 секунд.

На рисунках 4, 5 показаны объединенные результаты обработки записей *Lemi-417M* и *Phoenix MTU5*. Получены кривые кажущегося сопротивления в интервале периодов от 10^{-2} секунд до 10^4 секунд.

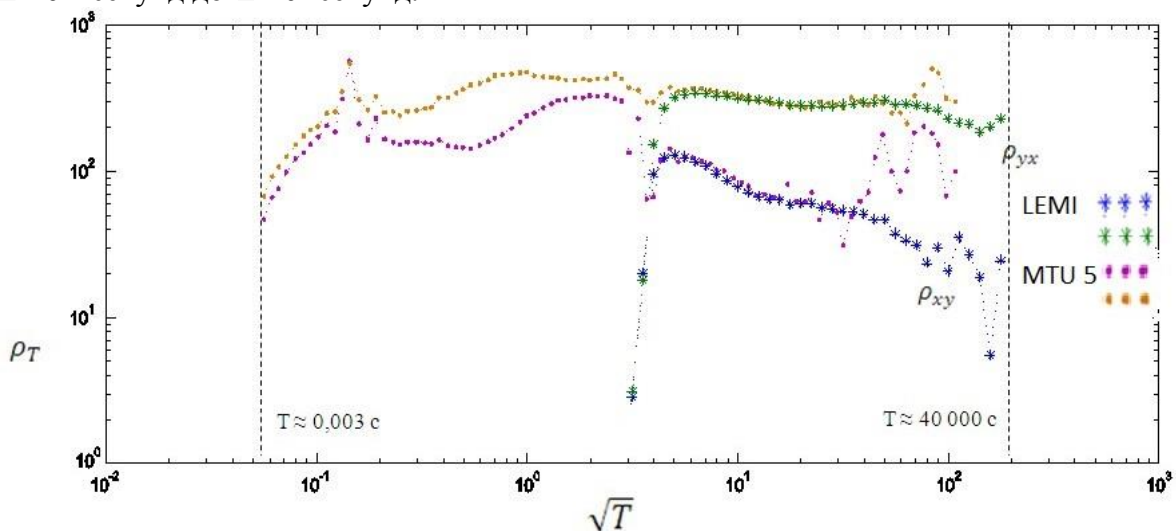


Рис. 4. Графическое отображение результатов обработки МТ-данных, полученных с помощью станций *Lemi-417M* и *Phoenix MTU5*.

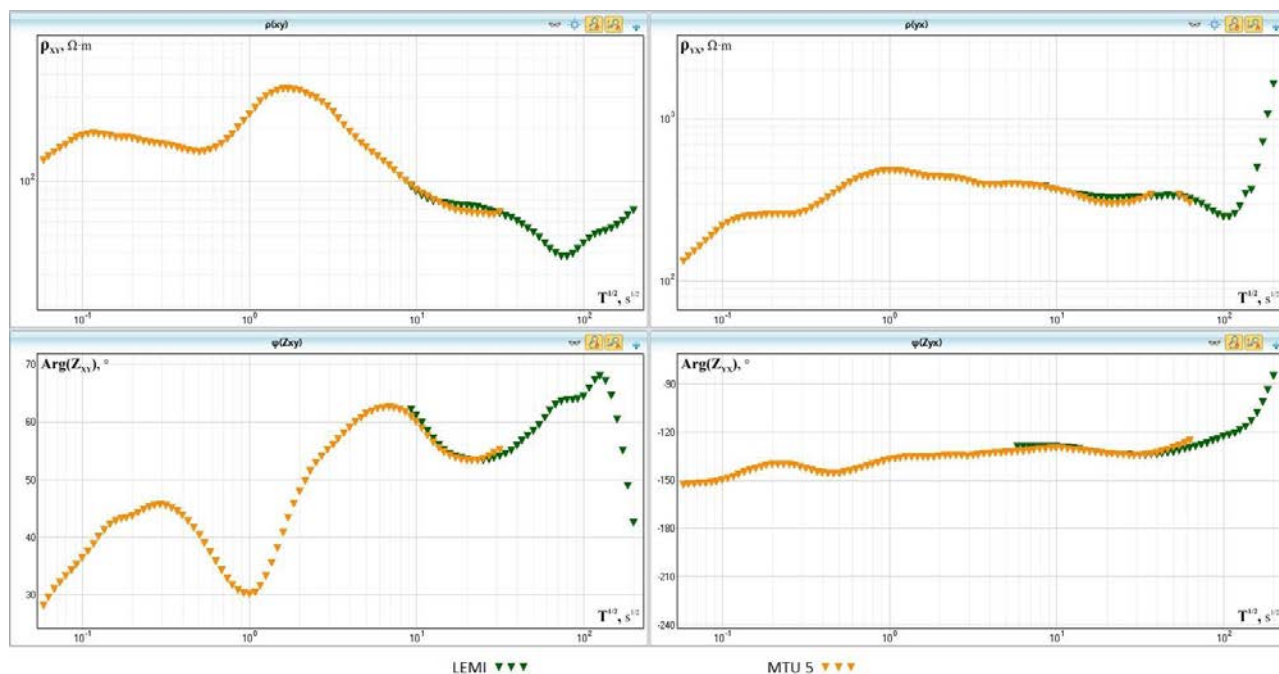


Рис.5. Графическое отображение результатов обработки МТ-данных в программе CORRECTOR, полученных с помощью станций *Lemi-417M* и *Phoenix MTU5*.

Из результатов, показанных выше, можно сделать вывод о том, что совместное применение специализированной длиннопериодной магнитотеллурической станции *Lemi-*

417M и аппаратуры *Phoenix MTU5* существенно расширяет глубинность электромагнитных зондирований. В результате обработки записей *LEMI* получены устойчивые результаты для периодов до 30 000 - 40 000 с.

ЛИТЕРАТУРА

1. Станция LEMI-417M. Техническое описание и инструкция по эксплуатации.
2. LEMI MT Data Processing Software User Manual.
3. Хмелевского В.К., Бондаренко В.М. Электроразведка: справочник геофизика. Кн.2-я. М.: Недра. 1989. 438 с.
4. Жданов. Электроразведка.
5. Хмелевской В.К., Модин И.Н., Яковлев А.Г. Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. Москва. 2005. С. 192-219.

ПРОФИЛЬНЫЙ МЕТОД ВЫЯСНЕНИЯ СТЕПЕНИ ВЛИЯНИЯ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ОТРАЖАЮЩУЮ СПОСОБНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Дононов Ж.У., Аслонов А.А., Расулжонов М.С., Алимардонов А.Р., Азимов Б. Г.
тел.: +998(94)-644-21-58; e-mail: b.azimov53@mail.ru

Ташкентский государственный технический университет им. Абу Райхана Беруни,
г. Ташкент, Узбекистан

Статистический анализ более 70 комплектов многозональных космических изображений Средней Азии показал, что в ближней инфракрасной части спектра отражается глубинное строение региона [1]. Для выяснения степени влияния глубинных геофизических факторов на отражающую способность поверхностных литологических комплексов была проделана следующая операция. Первоначально все картографические материалы и геофизические данные, характеризующиеся тепловыми, гравитационными и магнитными аномалиями, и космофотометрические карты, составленные с помощью компьютерных измерений и двухкоординатного микрофотометра, были приведены в единый масштаб. Далее была проведена корреляция плотности фототонов комплектов многозональных космических изображений мелкого и среднего масштабов с геологическими, геоморфологическими и геофизическими данными по профилю А-А, пересекающими Центрально-Ферганскую впадину (см. рис. 1-10). Начало профиля находится на Туркестанском хребте, проходит через Центрально-Ферганскую впадину и кончается на Кураминском хребте.

Профили составлены автором на основе: космофотометрических карт (по Б.Г. Азимову, 1988; рис. 1-6); геологической карты [2] (рис. 7); геоморфологической карты [3] (рис. 8); геомагнитного поля [4] (рис. 9); геофизических полей [5] (рис. 10).

На космофотометрических разрезах, построенных по космофотометрическим картам, отвечающим космоматериалам в видимой части спектра, полученным в диапазонах 0,5-0,7 мкм (рис. 1), 0,5-0,6 и 0,6-0,7 мкм (рис. 3 и 4), вдоль профилей четко наблюдаются следующие резкие изгибы: между горными хребтами (Кураминский, Туркестанский), в которых домезозойский фундамент приподнят выше 3000 м, и невысокими пустынными грядами, так называемыми адырами, сложенными мезо-кайнозойскими отложениями; между адырами и Ферганской впадиной, покрытой отложениями средне-верхнеплейстоценового и голоценового возраста, и по границе песчаных возвышенностей, широко развитых внутри впадины.

Таким образом, на космофотометрических разрезах наиболее резкие изгибы соответствуют геолого-геоморфологическим чертам поверхности территории. Они ярко выражены на геологическом профиле рис. 7, составленном нами по геологической карте центральной части Средней Азии [2], а также на геоморфологическом профиле (рис. 8), построенном по материалам Н.П. Костенко [3].

На космофотометрическом разрезе на рис. 5, построенном по космоизображениям в диапазоне 0,7-0,8 мкм, резкие изгибы, наблюдаемые в видимой части спектра между адырами, впадиной и песчаными возвышенностями по профилю А-А, сглажены, т.е. геоморфологические элементы территории на ней выражены хуже.

Корреляции графиков оптических плотностей разномасштабных многозональных космонегативов с геологическими, геофизическими и геоморфологическими данными по профилю А-А, пересекающему Центрально-Ферганскую мегасинклиналь

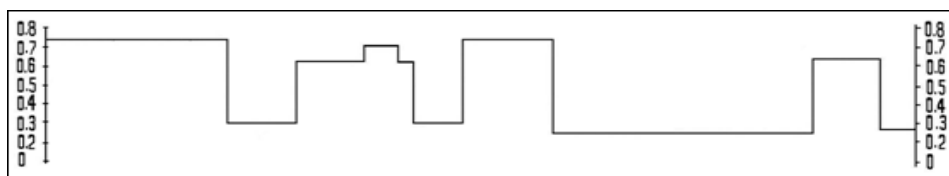


Рис. 1. Разрез космофотометрической карты диапазона 0,5-0,7 мкм по линии А-А.

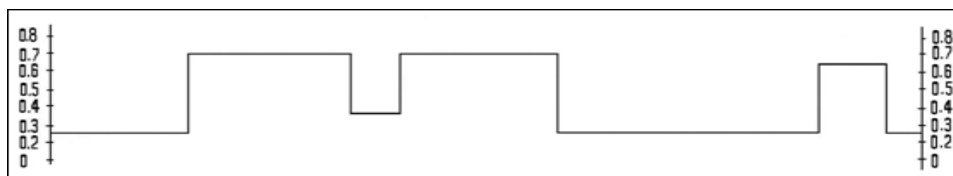


Рис. 2. Разрез космофотометрической карты диапазона 0,7-1,0 мкм по линии А-А.

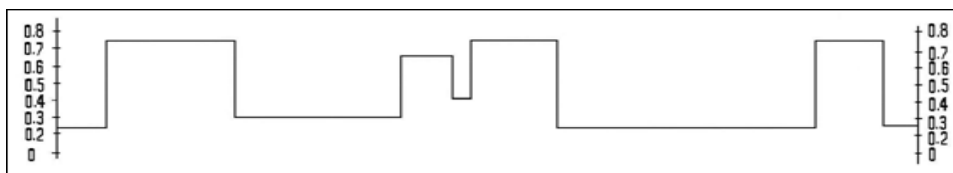


Рис. 3. Разрез космофотометрической карты диапазона 0,5-0,6 мкм по линии А-А.

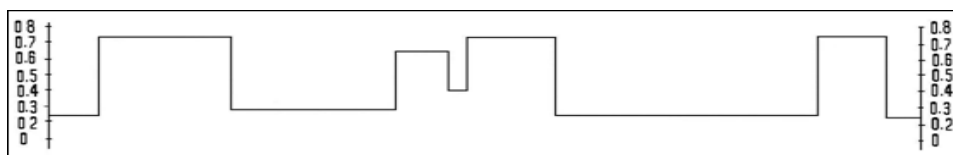


Рис. 4. Разрез космофотометрической карты диапазона 0,6-0,7 мкм по линии А-А.

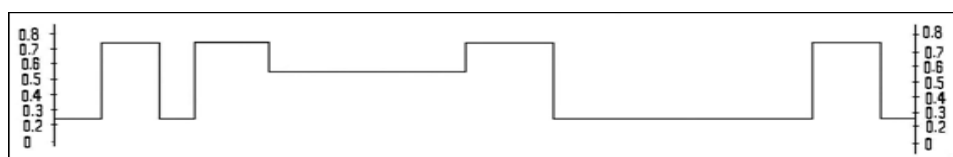


Рис. 5. Разрез космофотометрической карты диапазона 0,7-0,8 мкм по линии А-А.

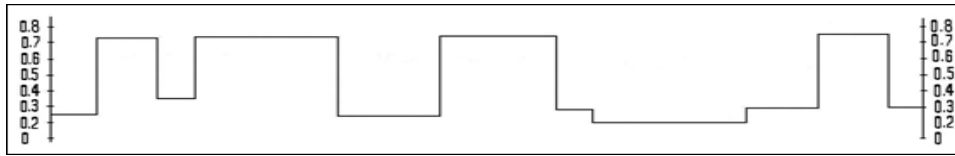


Рис. 6. Разрез космофотометрической карты диапазона 0,8-1,1 мкм по линии А-А.

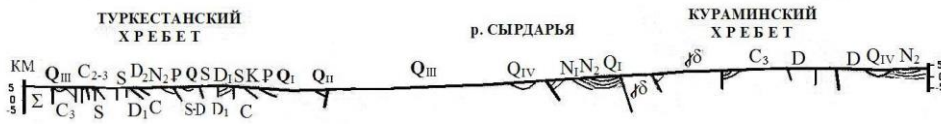


Рис. 7. Геологический профиль по линии А-А.

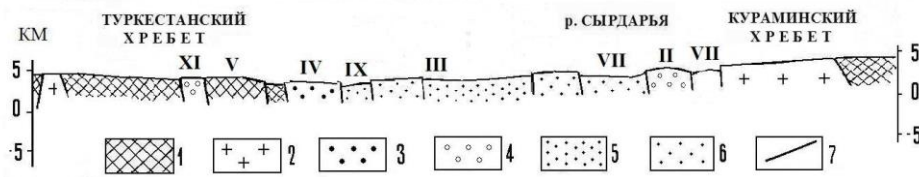


Рис. 8. Геоморфологический профиль по линии А-А.

Условные обозначения: 1 – метаморфизованные породы; 2 – интрузии; 3 – морские и континентальные отложения мезозойской группы и палеогеновой системы; 4 – грубые и тонкие олигоцен-плиоценовые молассы; 5 – древне- и среднечетвертичные нерасчлененные; 6 – среднечетвертичные; 7 – верхне-четвертичные и современные.

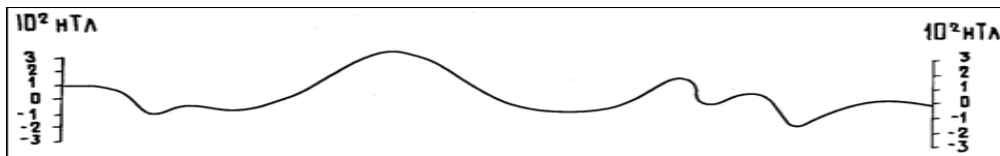


Рис. 9. Профиль геомагнитного поля Ферганской впадины по линии А-А.

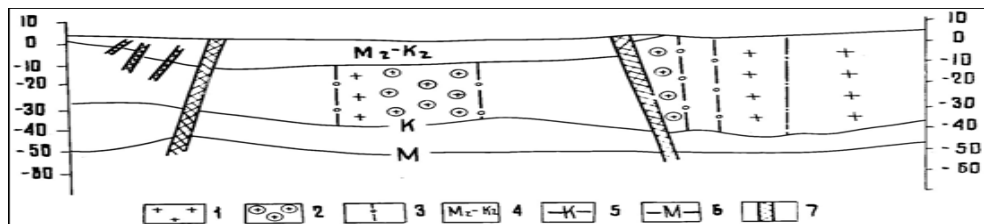


Рис. 10. Профиль геофизических полей Ферганской впадины по линии А-А.

Условные обозначения: 1 – положительные магнитные аномалии слабой интенсивности (до 200 гамм); 2 – то же, значительной интенсивности (больше 200 гамм); 3 – контуры положительных аномалий, обусловленных плутоническими ассоциациями; 4 – мезокайнозойские отложения; 5 – граница К, км ($V=6,9-7,2$ км/с); 6 – граница М, км ($V=7,9-8$ км/с); 7 – глубинные разломы.

На космофотометрическом разрезе на рис. 6, построенном по космоматериалам в диапазоне 0,8-1,1 мкм, кривые корреляции существенно отличаются от вышерассмотренных. Корреляция разреза с имеющимися геофизическими материалами показала, что

конфигурация кривых разреза являются зеркальным отражением кривых, отражающих в основном глубину залегания кровли магнитовозмущающих масс (рис. 9) и преимущественно совпадает с кривыми, характеризующими силы тяжести на земной поверхности (рис. 10).

Таким образом, наши выводы о том, что космические изображения в ближнем инфракрасном диапазоне содержат информацию о структуре глубинных горизонтов коры, выявленных по результатам визуального дешифрирования, наглядно подтверждаются материалами инструментальных измерений и по данным корреляции фотометрических карт с геофизическими данными.

Полученная информация позволяет утверждать, что на плотность фототонов космоматериалов, полученных в спектральном диапазоне 0,8-1,1 мкм, влияют глубинные геофизические объекты, вызывающие магнитные и гравитационные аномалии.

Выяснение степени влияния глубинных геофизических факторов на отражающую способность поверхностных литологических комплексов позволяет широко и научно обоснованно использовать многозональный метод при геолого-поисковых работах. В частности, фотоаномалии, обусловленные действием магнитовозмущающих масс, можно использовать при геотектоническом районировании. Над магнитовозмущающими массами фундамента в ближней инфракрасной части спектра создаются специфические темно-серые и серые фотоаномалии, позволяющие проследить под толщей мезо-кайнозоя погребенные морфоструктуры фундамента Средней Азии.

Глубинные породы района разных плотностей, выявленные по данным гравиметрической съемки, на космических сканерных изображениях в спектральном диапазоне 0,8-1,1 мкм выражается иначе. Площадям, где развиты максимальные значения силы тяжести, на КСИ соответствует отклонение в коэффициентах спектральных яркостей, характеризующее поверхностные литологические комплексы в сторону светлых тоналностей, а где минимальные значения – наблюдается отклонение в сторону серых и темно-серых фототональностей.

Определяя значение выявленной космоинформации применительно к поиску локальных скоплений нефти и газа, необходимо отметить некоторые особенности методов геофизики, направленных на выполнение аналогичных работ. Они основаны на следующих критериях: а) антиклинальные складки отмечаются преимущественно максимальными значениями гравитационных аномалий; б) над залежами нефти и газа существуют локальные минимумы магнитного поля интенсивностью не более 4-6 гамм (Киричек, 1974), подтвержденные данными В.М. Фомина и И.Ф. Дудова (1981) по высокоточным аэромагнитным съемкам; в) локальные минимумы магнитного поля обусловлены ореолом рассеяния УВ. Именно эти геофизические факторы существенно влияют на отражательную способность поверхностных образований. Поэтому измерения плотности фототонов дистанционных материалов должны быть обязательными при геологических и нефтегазопроисковых работах, ибо без них не будут правильно интерпретирована информация, обнаруживаемая на комплексах многозональных космических изображений.

Фотометрические измерения позволяют установить различия в коэффициентах спектральной яркости для каждого отдельного космокомплекса и определить внутри них фотоаномалию. Каждое фотоотклонение внутри комплекса связано или с мигрирующими углеводородами, или с магнитными и гравитационными аномалиями, или же обусловлено резким изменением минерального состава при сходной литологии.

Проведенные наблюдения по нефтегазоносным регионам Средней Азии являются важным результатом при совершенствовании многозонального метода для прогнозирования скоплений залежей нефти и газа на основе количественного изучения закономерностей формирования плотности фототонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азимов Б.Г. Совершенствование и применение многозональных дистанционных методов для решения практических задач нефтегазовой геологии Средней Азии // Материалы Международной научно-практической конференции: Теоретические и практические аспекты нефтегазовой геологии Центральной Азии и пути решения современных проблем отрасли. Ташкент: 2009. С. 90-92.
2. Геологическая карта центральной части Средней Азии. Масштаб 1:1 000 000 / Редакторы Х.М. Абдуллаев, В.Г. Горьковец. 1961.
3. Костенко Н.П. Специальная схема геологического строения Ферганской котловины и сопредельных горных областей. 1964.
4. Таль-Вирский Б.Б. Карта геомагнитного поля Средней Азии. 1982.
5. Бутовская Е.М., Гамалеев И.Е., Хамрабаев И.Х., Фузайлов И.А. Карта геофизических полей. 1977.

СВОБОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ, ХАРАКТЕРИЗУЕМЫЕ РЕФЕРЕНТНОЙ МОДЕЛЬЮ ДЗЕВОНСКОГО И АНДЕРСОНА

Егоров А.К., Акбергенов Е.М.

тел.: 87075894594; e-mail: akbergenov.e@mail.ru

ДТОО «Институт ионосферы», Каменское плато; ДТОО «Институт ионосферы» АО «НЦКИТ», г. Алматы, Казахстан

В настоящей работе рассмотрено развернутое выражение характеристического уравнения для свободных колебаний референтной модели Земли Дзевонского и Андерсона [1]. Это уравнение позволяет определить приведенные усредненные физические характеристики, обеспечивающие частоту свободных колебаний Земли. Эти характеристики позволяют решать задачу о нахождении значений приливных деформаций [2, 7], а также исследовать задачу о потере устойчивости колебаний модели Земли. Можно определить частоту вынужденных бифуркационных колебаний, связанных с внешними космическими телами Луной и Солнцем, то есть определить время, место и мощность георезонанса в Земле. Проведено компьютерное решение определения искомых физических характеристик на определенной глубине Земли.

Решение уравнения проведено в сферических координатах r, θ, λ , где r – радиус; θ – коширота; λ – долгота произвольной точки Земли. После разделения переменных уравнения свободных колебаний приобретают вид [3]:

$$\frac{d^2 u_{10}(r)}{dr^2} + 4r \frac{du_{10}(r)}{dr} + \left(-4 + \frac{r^2 f^2}{\beta^2}\right) u_{10}(r) = 2r\Theta(r) - \frac{r^2}{1-2\nu} \frac{d\Theta(r)}{dr}, \quad (1)$$

$$r^2 \frac{d^2 u_{20}(r)}{dr^2} + 2r \frac{du_{20}(r)}{dr} + \frac{r^2 f^2}{\beta^2} u_{20}(r) = r \left[\frac{du_{10}(r)}{dr} - 2\Theta(r) \frac{1-\nu}{1-2\nu} \right], \quad (2)$$

где f - частота свободных колебаний; $\beta = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$ скорость поперечных волн [4]; ν - коэффициент Пуассона; Θ - относительное объемное расширение, $u_{10}(r), u_{20}(r)$ - величины, характеризующие перемещения в радиальном, широтном и долготном направлениях. Уравнение, связанное с относительными объемными расширениями или дилатацией, имеет вид:

$$r^2 \frac{d^2 \Theta(r)}{dr^2} + 2r \frac{d\Theta(r)}{dr} + \Theta(r) \left(\frac{r^2 f^2}{\beta^2} - 6 \right) = 0, \quad (3)$$

$$\text{где } \alpha = \sqrt{\frac{2G(1-\nu)}{\rho(1-2\nu)}} \quad (4)$$

- скорость продольных волн [4]; G – модуль сдвига; ρ – плотность материала.

Дифференциальные уравнения (1), (2) и (3) решены нами в обобщенных степенных рядах, как уравнения с регулярной особой точкой $r = 0$, методом неопределенных коэффициентов [5].

Имеем:

$$u_{10}(r) = C_1 \left(r - \frac{f^2 r^3}{14\beta^2} + \frac{f^4 r^5}{504\beta^4} - \frac{f^6 r^7}{33264\beta^6} + \frac{f^8 r^9}{3459456\beta^8} - \frac{f^{10} r^{11}}{518918400\beta^{10}} + \dots \right) + \frac{C_2}{1-2\nu} \left(-\frac{2\nu}{7} r^3 + \frac{2f^2 \nu \alpha^2 + f^2 \beta^2 (1+2\nu)}{252 \alpha^2 \beta^2} r^5 - \frac{f^4 r^7 [2\beta^4 (1+\nu) + (1+2\nu) \alpha^2 \beta^2 + 2\nu \alpha^4]}{16632 \alpha^4 \beta^4} \right); \quad (5)$$

$$u_{20}(r) = C_1 \left(0.5r - \frac{5f^2 r^3}{84\beta^2} + \frac{f^4 r^5}{432\beta^4} - \frac{f^6 r^7}{22176\beta^6} + \frac{f^8 r^9}{1886976\beta^8} - \frac{f^{10} r^{11}}{239560800\beta^{10}} + \dots \right) + \frac{C_2}{1-2\nu} \left(-\frac{7-4\nu}{42} r^3 + \frac{f^2 r^5 [(41-26\nu)\beta^2 + (42-14\nu)\alpha^2]}{7560 \alpha^2 \beta^2} - \frac{f^4 r^7 [20\beta^4 (20-13\nu) + (486-416\nu)\alpha^2 \beta^2 + (462-384\alpha^4)]}{4656960 \alpha^4 \beta^4} \right) + C_3 \left(1 - \frac{f^2 r^2}{6\beta^2} + \frac{f^4 r^4}{120\beta^4} - \frac{f^6 r^6}{5040\beta^6} + \frac{f^8 r^8}{362880\beta^8} - \frac{f^{10} r^{10}}{39916800\beta^{10}} + \dots \right) \quad (6)$$

Для получения характеристического уравнения воспользуемся граничными условиями на дневной поверхности $r = r_0$:

$$\sigma_{11} + \rho g u_1 = 0, \quad \sigma_{12} = 0, \quad \text{при } r = r_0, \quad (7)$$

где g - ускорение силы тяжести; σ_{11}, σ_{12} - компоненты тензора напряжений.

К граничным условиям (7) присоединим условие на дневной поверхности [6]:

$$\Theta(r) - \frac{du_{10}(r)}{dr} - \frac{2}{r} u_{10}(r) + \frac{6}{r} u_{20}(r) = 0, \quad (8)$$

при $r = r_0$.

Перепишем условия (7) с учетом закона Гука и соотношений Коши:

$$\frac{\nu}{1-2\nu} \Theta + \frac{du_{10}(r)}{dr} + \frac{\rho g}{2G} u_{10}(r) = 0, \quad (9)$$

$$\frac{du_2}{dr} + \frac{1}{r_0} (u_{10}(r) - u_{20}(r)) = 0, \quad (10)$$

Подставляя в (8)-(10) найденные величины, получаем систему трех однородных алгебраических уравнений с тремя неизвестными – произвольными постоянными интегрирования C_1, C_2, C_3 . Ненулевое решение этой системы (когда происходит свободное колебание) имеет место при равенстве нулю определителя этой системы:

$$\begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & 0 \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ 0 & a_{32} & a_{33} \end{vmatrix} = 0, \quad (11)$$

или

$$(a_{11}a_{22} - a_{21}a_{12})a_{33} - a_{11}a_{23}a_{32} = 0. \quad (12)$$

Здесь элементы определителя:

$$a_{11} = 1 - \frac{3f^2r^2}{14\beta^2} + \frac{5f^4r^4}{504\beta^4} - \frac{f^6r^6}{4752\beta^6} + \frac{f^8r^8}{384384\beta^8} - \frac{f^{10}r^{10}}{47174400\beta^{10}} + \dots + \frac{pgr}{2G} \left(1 - \frac{f^2r^2}{14\beta^2} + \frac{f^4r^4}{504\beta^4} - \frac{f^6r^6}{33264\beta^6} + \frac{f^8r^8}{3459456\beta^8} - \frac{f^{10}r^{10}}{518918400\beta^{10}} + \dots \right) \quad (13)$$

$$a_{12} = \frac{\nu}{1-2\nu} \left(1 - \frac{f^2r^2}{14\beta^2} + \frac{f^4r^4}{504\beta^4} - \frac{f^6r^6}{33264\beta^6} + \frac{f^8r^8}{3459456\beta^8} - \frac{f^{10}r^{10}}{518918460\beta^{10}} + \dots \right) + \frac{1}{1-2\nu} \left(-\frac{6\nu}{7} + \frac{5f^2r^2[2\nu\alpha^2 + \beta^2(1+2\nu)]}{252\alpha^2\beta^2} - \frac{7f^4r^4[2\beta^4(1+\nu) + (1+2\nu)\alpha^2\beta^2 + 2\nu\alpha^4]}{16632\alpha^4\beta^4} \right) + \frac{pgr}{2G} \frac{1}{1-2\nu} \left(-\frac{2\nu}{7} + \frac{f^2r^2[2\nu\alpha^2 + \beta^2(1+2\nu)]}{252\alpha^2\beta^2} - \frac{f^4r^4[2\beta^4(1+\nu) + (1+2\nu)\alpha^2\beta^2 + 2\nu\alpha^4]}{16632\alpha^4\beta^4} \right); \quad (14)$$

$$a_{13} = 0; \quad (15)$$

$$a_{21} = 1 - \frac{4f^2r^2}{21\beta^2} + \frac{17f^4r^4}{1512\beta^4} - \frac{5f^6r^6}{16632\beta^6} + \frac{47f^8r^8}{10378368\beta^8} - \frac{187f^{10}r^{10}}{4281076800\beta^{10}}; \quad (16)$$

$$a_{22} = \frac{1}{1-2\nu} \left(-\frac{7-4\nu}{14} + \frac{5f^2r^2[(41-26\nu)\beta^2 + (42-14\nu)\alpha^2]}{7560\alpha^2\beta^2} - \frac{7f^4r^4[20\beta^4(20-13\nu) + (486-416\nu)\alpha^2\beta^2 + (462-384)\alpha^4]}{4656960\alpha^4\beta^4} \right) + \frac{1}{1-2\nu} \left(-\frac{2\nu}{7} + \frac{f^2r^2(2\nu\alpha^2 + \beta^2(1+2\nu))}{252\alpha^2\beta^2} - \frac{f^4r^4[2\beta^4(1+\nu) + (1+2\nu)\alpha^2\beta^2 + 2\nu\alpha^4]}{16632\alpha^4\beta^4} \right) - \left(-\frac{7-4\nu}{42} + \frac{f^2r^2[(41-26\nu)\beta^2 + (42-14\nu)\alpha^2]}{7560\alpha^2\beta^2} - \frac{7f^4r^4[20\beta^4(20-13\nu) + (486-416\nu)\alpha^2\beta^2 + (462-384)\alpha^4]}{4656960\alpha^4\beta^4} \right) \quad (17)$$

$$a_{23} = \left(-\frac{f^2r^2}{3\beta^2} + \frac{f^4r^4}{30\beta^4} - \frac{f^6r^6}{840\beta^6} + \frac{8f^8r^8}{362880\beta^8} - \frac{f^{10}r^{10}}{3991680\beta^{10}} + \dots \right) - \left(1 - \frac{f^2r^2}{6\beta^2} + \frac{f^4r^4}{120\beta^4} - \frac{f^6r^6}{5040\beta^6} + \frac{f^8r^8}{362880\beta^8} - \frac{f^{10}r^{10}}{39916800\beta^{10}} + \dots \right) \quad (18)$$

$$a_{31} = 0; \quad (19)$$

$$a_{32} = \left(1 - \frac{f^2r^2}{14\alpha^2} + \frac{f^4r^4}{504\alpha^4} - \frac{f^6r^6}{33264\alpha^6} + \frac{f^8r^8}{3459456\alpha^8} - \frac{f^{10}r^{10}}{518918460\alpha^{10}} + \dots \right) + \frac{1}{1-2\nu} \left(-\frac{6\nu}{7} + \frac{5f^2r^2[2\nu\alpha^2 + \beta^2(1+2\nu)]}{252\alpha^2\beta^2} - \frac{7f^4r^4[2\beta^4(1+\nu) + (1+2\nu)\alpha^2\beta^2 + 2\nu\alpha^4]}{2376\alpha^4\beta^4} \right) - \frac{2}{1-2\nu} \left(-\frac{2\nu}{7} + \frac{f^2r^2[2\nu\alpha^2 + \beta^2(1+2\nu)]}{252\alpha^2\beta^2} - \frac{f^4r^4[2\beta^4(1+\nu) + (1+2\nu)\alpha^2\beta^2 + 2\nu\alpha^4]}{16632\alpha^4\beta^4} \right) + \frac{6}{1-2\nu} \left(-\frac{7-4\nu}{14} + \frac{f^2r^2[(41-26\nu)\beta^2 + (42-14\nu)\alpha^2]}{7560\alpha^2\beta^2} - \frac{7f^4r^4[20\beta^4(20-13\nu) + (486-416\nu)\alpha^2\beta^2 + (462-384)\alpha^4]}{4656960\alpha^4\beta^4} \right) \quad (20)$$

$$a_{33} = \left(1 - \frac{f^2r^2}{6\beta^2} + \frac{f^4r^4}{120\beta^4} - \frac{f^6r^6}{5040\beta^6} + \frac{f^8r^8}{362880\beta^8} \right); \quad (21)$$

Воспользуемся таблицей референтной модели Земли Дзевонского и Андерсона [1] и определим, при каких оптимальных значениях ее параметров удовлетворяется уравнение (12).

В результате расчетов выявлено, что приведенные усредненные значения физических и геометрических характеристик для плотности материала Земли $\rho=2999 \text{ кг/м}^3$, модуля сдвига $G=48.52 \cdot [10]^9 \text{ Гра}$, коэффициента Пуассона $\nu=0.2597$, ускорения силы тяжести $g=9.8394 \text{ м/с}^2$, радиуса дневной поверхности Земли $r_0=6371000 \text{ м}$ обеспечивают частоту свободных колебаний $f = \frac{2\pi}{53.7 \cdot 60} = 0.001949 \dots$ и имеют место на глубине 25 км.

Известно, что гипоцентры сильнейших землетрясений локализуются на глубине 25 км [8] (рис. 1). Этот факт, предположительно, находит подтверждение в наших вычислениях.

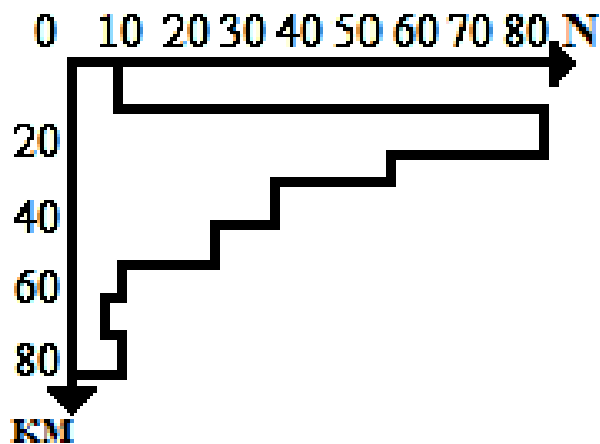


Рис. 1. Гистограмма распределения гипоцентров землетрясений по континентальной Азии.

Выводы. Найдены физические характеристики неоднородной референтной модели Земли Дзевонского и Андерсона, обеспечивающие частоту свободных колебаний Земли в поле тяготения Луны и Солнца. Эти характеристики необходимы при исследовании основного предкритического деформационного состояния Земли, а также при определении бифуркационных частот колебаний, вызывающих резонансные эффекты. Такие резонансные эффекты сопровождаются выделением кинетической энергии и могут служить «спусковым механизмом» для высвобождения накопленной потенциальной энергии в сейсмических регионах в виде землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Adam M. Dziewonski and Don L. Anderson Preliminary Reference Earth Model (PREM). 1981.
2. Жантаев Ж.Ш., Егоров А.К. Упругие приливы в Земле, вызываемые Луной и Солнцем. М. 2010.
3. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Наука. 1970. 990 с.
4. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир. 1966. 460 с.
5. Смирнов В.И. Курс высшей математики. Т. 2. М.; Л.: ОГИЗ, Гос. изд-во технико-теорет. лит. 1952. 627 с.
6. Власов В.Э. Избранные труды. М. 1962. 528 с.
7. Молоденский М.С., Крамер М.В. Земные приливы и нутация Земли. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 40 с.
8. Ужкенов Б.С., Нурсипов Е. Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана. Алматы. 2007. 411 с.

О МЕХАНИЗМЕ ПРОРЫВА БООМСКОГО ЗАЛИВА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Ерохин С.А., Загинаев В.В.

тел.: 0555 771 434; e-mail: zagivit@mail.ru;

тел.: 0772 305 681; e-mail: erochin@list.rush

Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Прорыв Боомского залива озера Иссык-Куль является уникальным примером прорыва для такого большого озера тектонического типа. Пожалуй, сейчас уже нет сомнений в том, что озеро Иссык-Куль имело в верхнем плейстоцене значительно большие размеры, чем в настоящее время.

В сторону современного Боомского ущелья озеро выдвигалось в виде длинного и узкого, сравнительно с его длиной, залива (рис. 1). Воды залива заполняли современную Кокмайнокскую впадину и доходили до устьевых частей современных боковых притоков реки Чу: Талды-Булак и Каражилга (рис. 2).

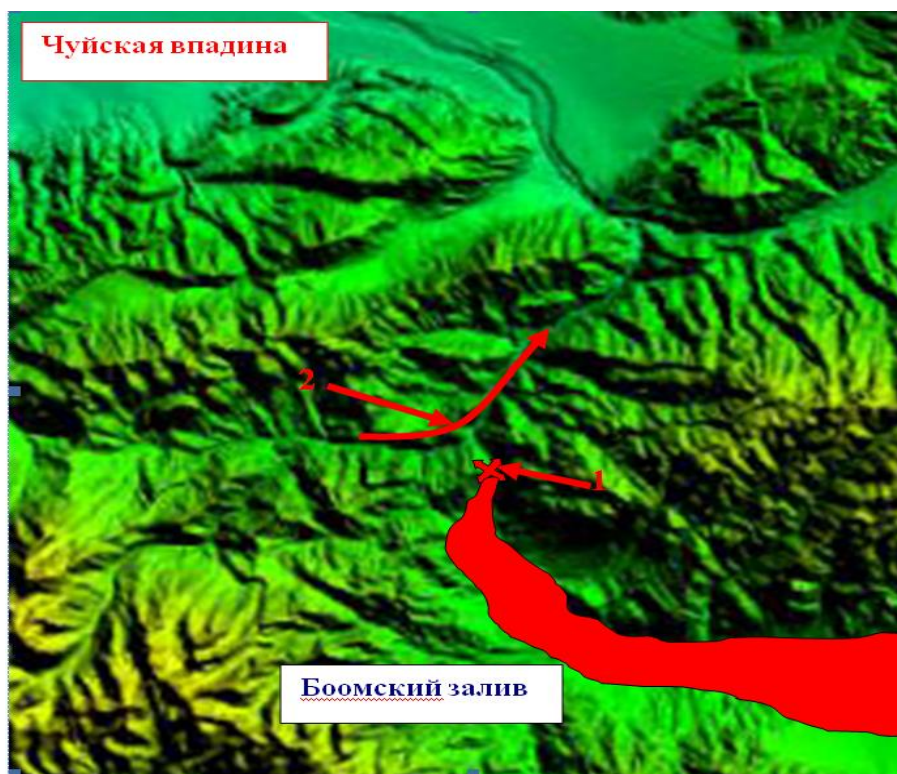


Рис. 1. Боомское ущелье. Стрелками от цифры 1 указан прорывной проан, от цифры 2 – долина реки Коморчек.

Южнее конусов выноса этих долин в уступах верхнеплейстоценовых террас реки Чу прослеживаются обнажения озерных глин, оставленные водами древнего Иссык-Куля в Боомском заливе. Прослой озерных глин сейчас находятся на высоте 10-15 метров относительно русла реки Чу, что говорит о большой эрозионной работе потока, который углубил днище Боомского залива на 10-15 метров и сформировал современную широкую долину реки Чу. Учитывая, что днище залива имело незначительный уклон, формирующий долину водный поток не мог обладать большой скоростью. Сейчас река Чу имеет здесь скорость течения около 0,3-0,5 м/с.

Отсутствие скорости компенсировалось большой массой воды в потоке, иначе он не смог бы выполнить такой большой объем эрозионной работы. Этот поток проходил по

днищу Боомского залива и стекал через ущелье прорыва в долину реки Коморчек (Кызылсу), которая являлась левым боковым притоком реки Чон-Кемин.



Рис. 2. Самая северная часть Боомского залива, примыкающая к прорывному прорану.

Ущелье прорыва (рис. 3) образовалось на месте небольшого Безымянного сая, на правом борту длины реки Коморчек. Склон, замыкающий верховья этого сая, являлся водоразделом между долиной Коморчека в бассейне реки Чон-Кемин и долиной Каражилга, которая спадала к Боомскому заливу древнего Иссык-Куля.



Рис. 3. Ущелье прорыва (красные стрелки) упирается в левый борт долины реки Коморчек (синяя стрелка).

В настоящее время долина Каражилга представляет собой безводный сай с обширным конусом выноса. Направление падения тальвега этого сая юго-западное, хотя если бы он

входил в бассейн Коморчека, то направление должно быть северо-северо-западное, как у Безымянного сая, из которого образовалось ущелье прорыва (рис. 4).

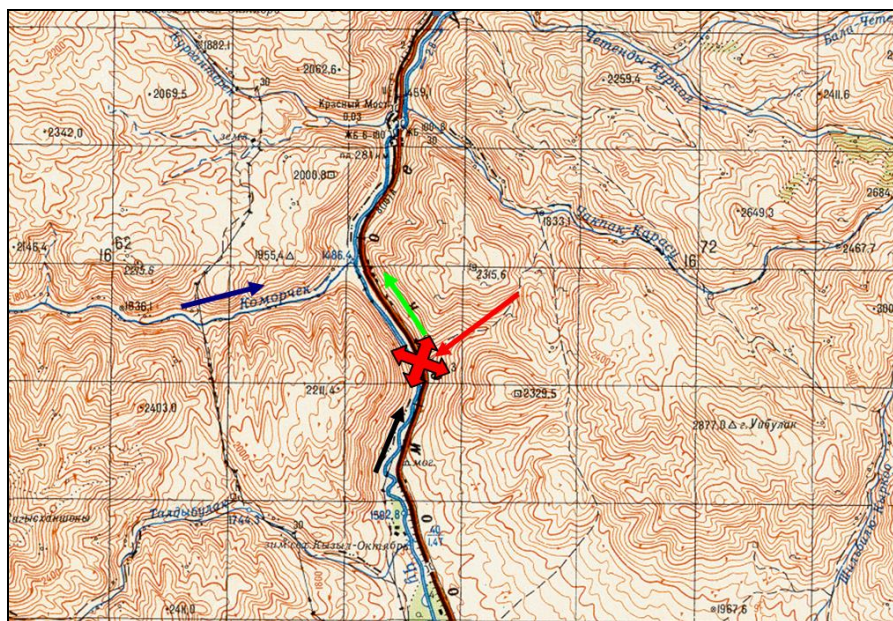


Рис. 4. Местоположение прорывного прорана (косой крест) на правом борту сая Каражилга (красная стрелка), в верховьях Безымянного сая, расчленяющего правый борт долины реки Коморчек (синяя стрелка). Из Безымянного сая образовалось ущелье прорыва (зеленая стрелка). Черной стрелкой показано направление течения реки Чу.

Прорывной проран, через который была сброшена значительная часть воды древнего Иссык-Куля, сформировался на правом борту сая Каражилга, в его нижней части (рис. 5).

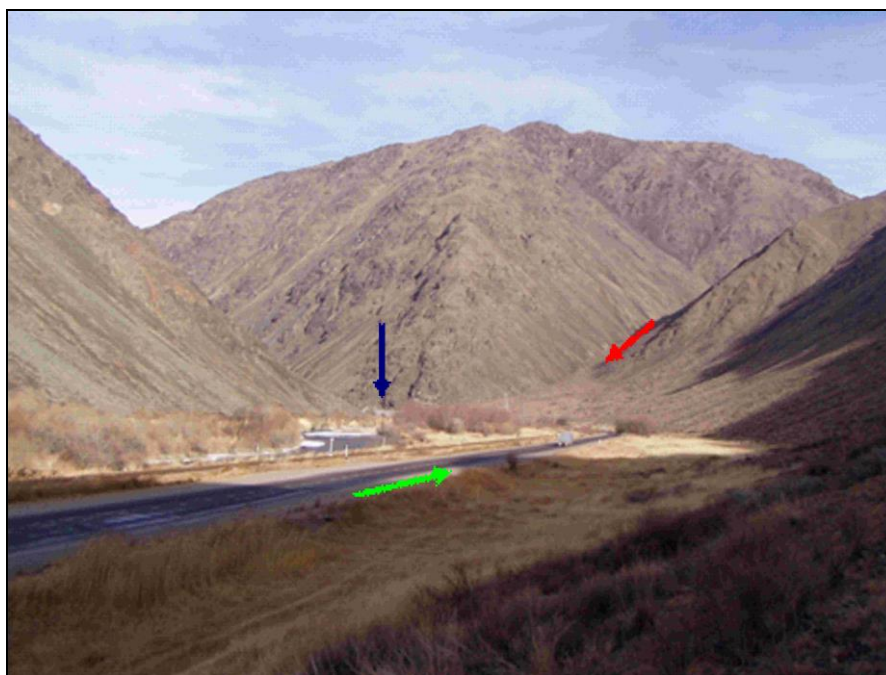


Рис. 5. Падение тальвега сая Каражилга (красная стрелка) направлено против течения реки Чу (зеленая стрелка). На правом борту сая образовался проран прорыва древнего Иссык-Куля в Боомское ущелье (синяя стрелка).

Вероятно, эта часть водораздельного гребня между саем Каражилга и Безымянным саем ущелья прорыва была понижена и представляла собой перевальную седловину, через которую и переливалась вода переполнившегося озера.

Как известно, район Боомского ущелья находится на стыке двух мощных хребтов Тянь-Шаня: Кыргызского и Кунгей-Алатоо. Это обуславливает повышенную тектоническую активность, которой сопутствуют различного рода тектонические дислокации.

Не является исключением и участок прорывного прорана: перевальные седловины обычно образуются на пересечении водораздельных гребней с тектоническими разломами, в зоне действия которых горные породы сильно разрушены и легко поддаются эрозии. Поэтому поток, вытекающий из озера, углублял свое русло и формировал прорывной проран. Этот процесс был весьма длительным, многоактным, возможно, продолжался несколько сотен лет.

В пользу такого вывода говорят следующие факты:

1). По долине реки Чу в Боомском ущелье и на её выходе в Чуйскую впадину нет следов грандиозных или очень крупных паводков, а одноактный прорыв такого озера, как древний Иссык-Куль, оставил бы после себя навалы грубообломочного материала, следы которого проявились бы в обнажениях уступов верхнеплейстоценовых или голоценовых террас. Однако в этих обнажениях проявляется хорошо окатанный слоистый галечник и валунно-галечник.

2). Скальные перемычки ригельных плотин разрушаются под действием эрозии постепенно. Если же допустить быстрое проседание плотинной перемычки на участке прорывного прорана (такое случается при тектонических подвижках), то должны остаться следы такого проседания. Их нет.

3). Катастрофический прорывной поток углубил русло реки Чу в Боомском ущелье настолько, что долины боковых притоков оказались бы подвешены относительно главного русла. Такая картина и наблюдается, но только на малых реках, типа Кыз-Куйе, Кургак-Терек, Сулутерек. На крупных реках, типа Коморчек, Онорчек, Чакпак, Четынды, уступов подвеса нет, но есть каньоны в приустьевых и нижних частях этих долин. Каньоны - это участки долин с крутыми высокими (300-400 м) бортами, узкими (20-40 м) невыработанными днищами и крутым (10^0 - 15^0) тальвегом. Каньоны образуются в горной долине за счет активизации эрозионных процессов, обусловленных углублением эрозионного базиса, что наблюдалось в Боомском ущелье при прорыве Боомского залива оз. Иссык-Куль. Прорывной поток углубил базис эрозии, что привело к росту энергии водотоков боковых долин и формирование этими потоками каньонов.

В процессе прорыва озера расход прорывного потока изменялся: на первом этапе он увеличивался по мере разработки прорывного прорана; на втором этапе он уменьшался по мере опорожнения озера и сработки его уровня.

В периоды паводков он был достаточно большим, чтобы сформировать ущелье прорыва (рис. 5) и значительно углубить долину реки Коморчек (на участке Боомского ущелья она называется теперь долиной реки Чу).

Для оценки расхода прорывного потока на пике прорыва в период половодья следует сравнить его с современным притоком рек в озеро Иссык-Куль.

В настоящее время максимально возможный приток рек в половодье составляет $1340 \text{ м}^3/\text{с}$ [1], а с учетом максимально возможного притока реки Чу, которая в верхнем плейстоцене впадала в озеро, это значение возрастет до $1582 \text{ м}^3/\text{с}$ [1].

На испарение расходуется $175 \text{ м}^3/\text{с}$ [2], остальная часть воды, т.е. $1407 \text{ м}^3/\text{с}$, идет на подъем уровня озера, если из озера нет поверхностного стока, или, если он есть, то эта вода должна была стекать через Боомское ущелье.

Такой расход прорывного потока мог быть в периоды половодья. Расчет сделан применительно к современным условиям периода сокращения ледников.

В верхнем плейстоцене площадь оледенения была значительно больше (об этом говорят моренные отложения ледников той эпохи), поэтому водоприток в озеро мог

значительно превышать современный. Соответственно, и максимальный расход прорывного потока мог быть больше, чем $1407 \text{ м}^3/\text{с}$.

Однако поток с таким расходом, и даже в короткий период половодья, мог выполнить огромную эрозионную работу в Боомском ущелье. Поток прорывной не был перегружен обломочным материалом, поэтому он обладал огромной транспортирующей энергией и выносил за пределы Боомского ущелья все продукты эрозии.

Следы действия этого потока прослеживаются по всему Боомскому ущелью, в том числе на современном конусе выноса реки Коморчек (рис. 6).



Рис. 6. Конус выноса реки Коморчек (синие стрелки). Высота уступа его подреза рекой Чу (красная стрелка) составляет всего 2-4 м.

Строение этого конуса вызывает вопросы. Почему этот конус боковой реки, относительно современной долины реки Чу, имеет такой низкий (всего 2-4 м) уступ подреза, ведь его должен был формировать поток расходом более $1000 \text{ м}^3/\text{с}$? Допустим, этот конус молодой, что так и есть на самом деле (он голоценовый), но где тогда остатки верхнеплейстоценового конуса?

На эти вопросы ответить можно таким образом:

1). Верхнеплейстоценовый конус выноса на этом участке долины Коморчек образоваться не мог, так как в то время этот участок не был устьевым для главной долины. Он был устьевым для Безымянного сая (в котором сформировалось ущелье прорыва).

2). Верхнеплейстоценовый конус Безымянного сая был полностью размыт мощным прорывным потоком, а на устьевом участке долины Коморчек её днище было расширено за счет эрозионной подработки бортов.

3). Прорывной поток сформировал русло и пойму на днище долины Коморчек в соответствии со своим расходом и уклоном днища. На древней пойме образовался голоценовый устьевой конус реки Коморчек (рис. 6), после того как прорыв озера закончился и прорывной поток иссяк. Современное русло реки Чу было отжато этим конусом к правому борту долины.

4). Так как прорывной поток имел значительно больший расход, чем река Чу, то он сформировал значительно более мощную русловую отмостку, чем та, которую может разрушить современный поток реки Чу. Поэтому она не может ни углубить свое русло, ни еще глубже подрезать Коморчекский конус выноса.

Выводы

1. Выводы по порыву озера Иссык-Куль: древний Иссык-Куль прорвался в современную Чуйскую впадину через проран на правом борту сая Каражилга. При этом модель прорыва тектонического озера значительно отличается от прорыва горных озер подземным и поверхностным путем.
2. Прорыв был многоактным и продолжался несколько сотен лет. Процесс прорыва состоял из двух стадий: а) нарастания расхода прорывного потока по мере развития прорывного прорана; б) снижения расхода прорывного потока по мере опорожнения озера.
3. Расход прорывного потока в периоды половодий на пике прорыва превышал 1000 м³/с.
4. В результате эрозионного действия прорывного потока сформировано ущелье прорыва, каньоны в нижних частях долин рек боковых притоков, современная долина реки Чу, для которой главная в верхнем плейстоцене река Коморчек стала боковым притоком.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средняя Азия. Бассейны оз. Иссык-Куль и рек Чу, Талас, Тарим. Т. 14. Вып. 2. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 308 с.
2. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Озера Средней Азии / Под ред. Иванова Ю.Н. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 105 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ ГЕОРИСКОВ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА ТОКМОК В ЧУЙСКОЙ ДОЛИНЕ

Ерохин С.А., Клименко Д.П.

тел.: 0772 305 681; e-mail: erochin@list.rush

тел.: 0 773 831 648; e-mail: denon2004@yandex.ru

Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Институт горного дела и горных технологий, г. Бишкек, Кыргызстан

Токмок – город, областной центр, и занимает территорию 41 км², с населением 53 тыс. человек. Абсолютные отметки территории изменяются от 795 метров в северо-западной части до 920 м в южной части города. Климат района континентальный, с сухим жарким летом, умеренно-холодной зимой. Среднее годовое количество осадков составляет около 400 мм, суточный максимум осадков достигает 70 мм. Наибольшее количество осадков выпадает с апреля по октябрь.

На территории г. Токмок имеет место развитие следующих георисков: сейсмическая опасность, подтопление, селе-паводковые, гидрометеорологические опасные процессы и явления, техногенные аварии и пожары [1, 2].

Город Токмок расположен в восточной части Чуйской межгорной впадины, на пойме, левобережных террасах реки Чу, конусе выноса р. Шамшы и предгорного шлейфа. Поверхности поймы и низких террас прорезаны руслами водотоков с глубиной вреза от 0,5 до 3,0 м., где выклиниваются грунтовые воды в направлении рек Чу и Красная речка.

Конус выноса р. Шамшы сложен валуно-галечником с песчаным заполнителем, который к периферии сменяется супесчаным. В зонах выклинивания подземных вод, заболоченных участков встречается торф мощностью до 1,0-3,5 м.

Палеозойский скальный фундамент поднимается в виде Токмоцкого вала, залегает на глубине 60-80 метров от поверхности в районе г. Токмок.

Основные водотоки – р. Чу, р. Шамшы, ручьи грунтового питания, ирригационные каналы. Река Чу преимущественно ледниково-снегового питания с паводками в начале и конце лета. Количество паводков может достигать 3-4. Основным нерегулируемым источником питания является река Чон-Кемин. Средний многолетний расход воды по реке Чу составляет 49,1 м³/сек. В зимнее время в течение 13-80 дней на реке наблюдаются шуговые явления.

Река Шамшы является левым притоком реки Чу, максимум паводка приходится на июль-август и достигает 40 м³/сек. Средний многолетний расход составляет 5,15 м³/сек. Из георисков природного характера на территорию г. Токмок и его агломераций воздействуют:

Землетрясения. Г. Токмок расположен в зоне с интенсивностью землетрясений 9 баллов. На составленной прогнозной «Карте-схеме вероятной сейсмической опасности территории Кыргызстана на период 2011-2020 гг.», по данным Института сейсмологии НАН КР, территория г. Токмок приближена на севере к Кант-Масанчинскому, а южнее Кегетинскому районам ожидаемых землетрясений (РОЗ), имеющих 2-ю категорию опасности с энергетическим классом возможных землетрясений 12,6-14,5 и возможной сейсмичностью интенсивностью 5-7 баллов.

Паводки и сели. В 1878 году зимой на реке Чу образовался ледяной затор и ледяная плотина. Разлившаяся вода в короткое время затопила город, много строений было разрушено. В 1909-1914 гг. на р.Чу были построены защитные дамбы для предотвращения наводнений.

В последующие годы часть основного стока зарегулирована Орто-Токойским водохранилищем и подобные явления не наблюдаются.

Источником селе-паводкового поражения является р. Шамшы, ограничивающая юго-западную окраину города. Берегозащитные дамбы и созданное канализированное русло в последние годы защищают берега от эрозии, а территорию от затопления. Необходимо поддержание искусственных сооружений и русла в рабочем состоянии, проведение своевременных профилактических мероприятий.

В верховьях реки Шамшы расположены высокогорные прорывоопасные озера, из которых озеро Ат-Джайлоо относится к первой категории опасности, а горное озеро Шамшы Верхнее относится ко второй категории опасности. На озерах необходимо проведение работ по мониторингу и режимным наблюдениям.

Геориски от возможного прорыва горных озер и селе-паводковая опасность на р. Шамшы весьма высоки в июне-августе, в связи с интенсивным таянием снежников и ледников в высокогорной зоне, повышением температуры воздуха и таянием снеговых запасов в марте-мае, а также выпадением ливневых осадков в периоды половодья.

По р. Шамшы и Кызыл-Суу в июне-августе проходят паводки. Причиной формирования паводков могут быть прорывы высокогорных озер, выпадение ливневых дождей, размыв селеформирующих отложений тальными водами.

Геориски представляют озера 1-ой и 2-ой категорий опасности, расположенные в верховьях р. Кызыл-Суу (Туюк-Джар восточное и Туюк-Джар западное).

В июне 2003 года из-за ливневых осадков по р. Кызыл-Суу произошло разрушение правого борта канала Осмон, затопленными оказались предприятия ГАО «Кызыл-Тоо-Таш», площади сельхозкультур, свеклоприемного пункта АООТ «Кайынды-Кант», АО «Токмокский завод керамических стеновых материалов», 68 жилых домов по ул. Токмокской. Причиной прорыва канала Осмон была недостаточная пропускная способность русла и слабая прочность правого борта канала, а затоплению жилых домов способствовало отсутствие условий отвода поверхностных вод по арычной сети.

Подтопление. Геориски от подтопления выходящими на поверхность подземными водами на территории г. Токмок является распространенным процессом. При этом затапливаются подземные помещения; в связи с изменением свойств грунтов оснований происходят деформации зданий и сооружений; возрастает сейсмическая опасность; усиливается коррозия материалов. Высокий подъем уровня подземных вод и их площадное

выклинивание в районе г. Токмок связано с уменьшением сечения подземного потока и подпора грунтовых вод Токмокским валом. Границы участков подтопления определяются условиями рельефа местности. На территории города выделяется два участка подтопления.

1-й участок – это древнее русло реки Чу, где уровень подземных вод здесь зависит от уровня воды в реке Чу и охватывает территорию между городской окраиной на западе, от ул. Ленина на юге до поймы реки Чу на севере. Восточная граница участка неровная, она сдвинута на восток вдоль древних ответвлений реки Чу, между улицами Почтовой и Пржевальского по ул. Садовой, в юго-восточном направлении к пересечению улиц Ленина и Горького. Поверхностный сток с этого участка направлен в реку Чу.

2-й участок расположен южнее первого. Сток воды со второго участка подтопления происходит в Красную речку. Данный участок расширяется в северо-восточном направлении до улиц Зеленой и Верхне-Луговой, а также в юго-восточном направлении – от автовокзала, между автотрассой Бишкек-Балыкчы и с. Чуй.

Между 1-м и 2-м участками находится водораздельное поднятие, протягивающееся вдоль улицы Ленина. При условии эффективной работы дрен, имеющих необходимую глубину, УГВ (уровень грунтовых вод) возможно снизить на 0,5-1,5 м, вдоль полосы шириной 200-300 м. На глубину залегания подземных вод оказывают влияние инженерные объекты, которые создают их подпор: это автодороги, особенно объездная Кант-Токмок-Кемин и автотрасса Бишкек-Торугарт, а также водопропускники под автодорогами.

В 2010 году в г. Токмок подъем УГВ начался с июля и продолжался в течение всего года. При этом максимальная скорость подъема составляла до 0,6-0,7 м в месяц, что превысило в два раза скорость подъема уровня 2003 года, когда наблюдалось максимальное за последние 50 лет подтопление города Токмок. По данным режимных наблюдений, в 2011 году продолжался подъем уровня грунтовых вод, максимум которого в г. Токмок наблюдался в августе-сентябре. На составленной Ерохиным С.А. «Карте оценки и прогноза георисков на территории города Токмок» указаны УГВ и участки, на которых рекомендуется проведение работ по проектированию и строительству горизонтального дренажа (рис. 1).

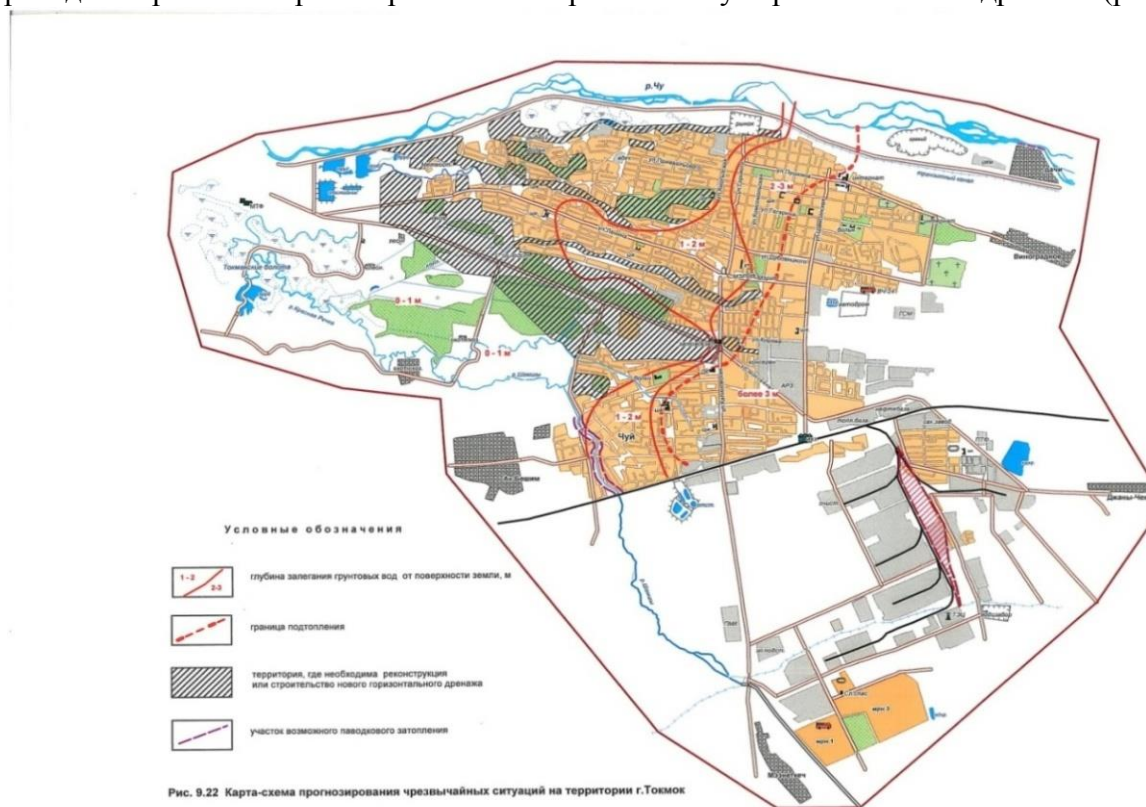


Рис. 1. Карта оценки и прогноза георисков на территории г. Токмок.

При выделении участков под застройку, при строительстве различных сооружений в районах действующих дренажей необходимо предусматривать меры, обеспечивающие их нормальное функционирование, не допуская снижения эксплуатационно-технических характеристик КДС. В 2011 году такие случаи имели место в районе улиц Горького, Кирова, Борончиева.

Техногенные, экологические геориски. Промышленные и транспортные предприятия г. Токмок создают нагрузку на окружающую среду, а наличие опасных объектов - угрозу формирования георисков техногенного характера.

В г. Токмок, по данным Госгортехнадзора, находится 43 промышленных предприятия, эксплуатирующих 1583 опасных объекта.

В восточной части Чуйской впадины имеют место отходы горного производства, содержащие полиметаллы, Sn, Mo, W, Bi, Th, Be, Tb, Zr, Au (Ag), к которым относятся - Кутессай (Th), Калесай (Be), Ак-Тюз (полиметаллы), Куперлисай (Th), Долпран (Au). В 1964 году произошёл прорыв плотины хвостохранилища Ак-Тюз. Огромные массы отходов достигли по реке Кичи-Кемин пос. Бурулдай, замывая дома до подоконников, а на правом берегу дошли до казахского села Михайловка. Ториевое загрязнение в долине р. Кичи-Кемин не было ликвидировано и до сих пор представляет геориски техногенного характера для населения.

Инженерно-геологические изыскания на объекте: «Территория бывшего радиозавода в промзоне г. Токмок» были выполнены на стадии рабочего проекта (РП). Исследуемый участок представляет собой равнину, расположенную в восточной части города Токмок, с уклоном на северо-запад. Вдоль южной, северной и восточной границ исследуемого участка проходит теплотрасса и канализация, а в северной части, с востока на запад, проходит ж\д путь.

При инженерно-геологическом изыскании были пробурены 4 скважины глубиной по 8,0 м.

В геоморфологическом отношении участок расположен на поверхности периферийной части конуса выноса р. Шамси. По «Карте комплексного сейсмического микрорайонирования территории г. Токмок», по данным института сейсмологии АН Киргизской ССР, при условии ликвидации просадочных свойств глинистых грунтов и исключения их замачивания показатель консистенции составит менее 0,5 при сейсмичности площадки, равной 8 баллам.

В период проведения изысканий подземные воды не вскрыты выработками глубиной 8,0 м. Территория относится к неподтопляемой подземными водами, согласно п. 2.97 «Пособия по проектированию оснований зданий и сооружений» (к СНиП 2.02.01-83) [1].

Площадка с глубины 2,1 м (С-3; С-4) замочена техногенными водами, являющимися промстоками, вытекающими с территории кожзавода.

В геолого-литологическом строении района работ принимают участие аллювиально-пролювиальные отложения верхнечетвертично-современного возраста (apQ_{III-IV}), представленные толщей галечниковых грунтов, перекрытых с поверхности супесью, насыпными грунтами современного возраста и бетоном (tQ_{IV}).

В разрезе, по данным бурения скважин, залегают следующие грунты:

1. Бетон. Прослежен с поверхности до глубины 0,3 м (С-2); 0,5 м (С-4; С-3).
2. Насыпной грунт (галька, гравий, песок, суглинок). Залегает с поверхности, до глубины 2,0 м (С-4; С-3).
3. Супесь лессовидная, коричневая, макропористая, пластичная (С-3; С-4) и твёрдая (С-2), просадочная. Залегает в интервалах: 0,3-2,0 м (С-2); 2,0-7,0 м (С-3; С-4).
4. Галечниковый грунт с песчаным заполнителем. Залегает с глубины: 0,0-8,0 м (С-1); 2,0-8,0 м (С-2); 7,0-8,0 м (С-3; С-4).

В соответствии с ГОСТ 20522-75 и ГОСТ 25100-95, на основе анализа разрезов толщи грунтов, слагающих исследуемый участок, выделены 2 инженерно-геологических элемента (ИГЭ):

- **ИГЭ-1:** супесь пластичная и твёрдая, просадочная;
- **ИГЭ-2:** галечниковый грунт с песчаным заполнителем.

Физико-механические свойства выделенных ИГЭ приведены ниже.

ИГЭ-1. Супесь лессовидная, коричневая, макропористая, пластичная и твёрдая, просадочная. Супесь замочена в Скв-3 и Скв-4 с глубины 2,1 м (предположительно промстоки с территории кожзавода). При высыхании просадочные свойства супеси пластичной будут восстановлены. Нормативные и расчётные значения удельного сцепления, угла внутреннего трения, плотности рекомендуется принять по архивным данным:

$$C_n = 9.2 \text{ кПа (0.092 кгс/см}^2\text{)}; C_I = 7.1 \text{ кПа (0.071 кгс/см}^2\text{)}; C_{II} = 7.9 \text{ кПа (0.079 кгс/см}^2\text{)};$$

$$\varphi_n = 21^\circ; \varphi_I = 20^\circ; \varphi_{II} = 21^\circ;$$

$$\rho_n = 1.68 \text{ т/м}^3; \rho_I = 1.65 \text{ т/м}^3; \rho_{II} = 1.68 \text{ т/м}^3.$$

Значения компрессионного модуля деформации в интервале нагрузок 50-300 кПа (0.5-3.0 кгс/см²) в естественном состоянии изменяются от 3.8 МПа (38 кгс/см²) до 9.6 МПа (96 кгс/см²); в водонасыщенном состоянии изменяются от 2.0 МПа (20 кгс/см²) до 3.4 МПа (34 кгс/см²).

Супесь просадочная. Значения начального просадочного давления изменяются от 0.070 до 2.74 кгс/см², при среднем 0.81 кгс/см².

Тип грунтовых условий по просадочности – I ^й (С-2) и II ^й (С-3; С-4). Нижняя граница просадочности проходит по кровле крупнообломочных грунтов. Возможная величина просадки грунта от собственного веса изменяется от 2.72 до 8.51 см.

ИГЭ-2. Галечниковый грунт с песчаным заполнителем до 20%, серого цвета, маловлажный, с включением валунов, размером в поперечнике 200-400 мм - до 20%. Обломочный материал хорошо окатан, неветрелый, представлен изверженными и осадочными породами.

Расчётное сопротивление галечниковых грунтов с песчаным заполнителем, согласно СНиП 2.02.01-83, равно: $R_0 = 600 \text{ кПа (6.0 кгс/см}^2\text{)}$.

Насыпные грунты, супеси и галечники - неагрессивные по содержанию сульфатов и хлоридов к бетонам марки W₄, по водонепроницаемости на портландцементе по ГОСТ 10178-76 и железобетонным конструкциям согласно СНиП 2.03.11-85.

Коррозионная активность грунтов к углеродистой стали по ГОСТ 9.602-89, по плотности поляризующего тока: у насыпных грунтов и супесей – средняя; у галечников - низкая. По удельному электрическому сопротивлению: у насыпных грунтов и супесей – средняя; у галечников - низкая. Рекомендуется предусмотреть антикоррозионную защиту фундамента.

Выводы

1. В г. Токмок подъем УГВ и подтопление зависят от притока воды из р. Чу и подземных вод, от объема сбросов воды из Орто-Токойского водохранилища и эффективности работы транзитного канала, а также притока воды из р. Шамшы и подземных вод со стороны предгорного шлейфа, что составляет большую часть (до 90%) общего притока.

2. Проектируемая дренажная система должна быть обоснована рекомендациями на основе гидрогеолого-мелиоративных исследований с анализом эффективности работы дренажа.

3. Радиоактивно- и токсичноопасные хвостохранилища и горные отвалы, размещенные выше г.Токмок по течению реки Чу и ее притоков, представляют угрозу для здоровья населения.

4. На участке проектируемого строительства развиты следующие грунты: насыпной грунт неуплотненный; супесь пластичная и твёрдая просадочная; галечниковый грунт с

песчаным заполнителем, которые в качестве основания проектируемого сооружения не рекомендуются.

5. Наиболее благоприятным основанием для проектируемого сооружения будут служить галечниковые грунты (ИГЭ-2), обладающие высокой несущей способностью, хорошими фильтрационными свойствами, неагрессивные к бетонам, имеющие низкую коррозионную активность по отношению к углеродистой стали.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений. СНиП 2.02.01-83. М. 1983. 50 с.
2. Смайылова А.М. Мониторинговая оценка георисков на территории города Токмок и его агломераций в Чуйской области Кыргызстана // Современная техника и технологии в научных исследованиях: материалы докладов 5-й Международной конференции молодых ученых и студентов, 24-25 апреля 2013 г. в Бишкеке. Бишкек: ИС РАН. 2013. С. 172 – 175.

О СТАДИЯХ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТИ И ГАЗА И ГЕОРИСКАХ ПРИ ИХ ОСВОЕНИИ

Жумашов Ж.Н., Жумашева З.Н.

тел.: +996 312 555775; e-mail: sh.usupraev@caiaig.kg

Институт горного дела и горных технологий им. академика У. Асаналиева, г. Бишкек, Кыргызская Республика

В мире имеют место и получили развитие две теории генезиса углеводородного сырья: органическая и неорганическая, которые связаны с георисками [1-3].

Абиогенная теория происхождения нефти получили развитие благодаря трудам Д.И. Менделеева (Россия, 1887 г.), позднее – Е. Мак-Дермота (США, 1939 г.), Н.А. Кудрявцева (СССР, 1951 г.), П.И. Кропоткина, И.М. Порфирьева (СССР, 1955 г.).

Исследователи неорганического происхождения связывают образование нефти с локальными очагами проявления магмы и/или считают ее продуктом глубинных подкоровых процессов: по данной концепции, благодаря соединениям углерода и водорода, содержащимся в магме, возникают углеводородные радикалы CH , CH_2 , CH_3 , служащие материалом для образования нефти в более холодных верхних слоях Земли. При этом глубинные разломы являются путями для подъема из мантии Земли газов, паров и нефти.

В лабораторных условиях из органических соединений - холестерина, олеиновых и стеариновых кислот - под действием хлористого аммония при температуре около 200°C получена искусственная нефть, содержащая типичные нафтенно-метановые углеводороды, из которых состоит природная нефть. Повторные опыты показали, что процесс превращения хлопковых масел, олеиновых кислот в жидкие углеводороды при воздействии глин, песков, мела в качестве катализатора достаточно интенсивно происходит уже при температуре около 100°C .

Возможности синтеза углеводородов неорганическим путем доказываются карбидной теорией Д.И. Менделеева (1887 г.): при реакции углеродистых металлов с водой образуется этан и окисел металла: $2\text{FeC} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{C}_2\text{H}_6$.

В мире известно около 30 залежей нефти, находящихся в магматических и метаморфических породах, и около 200 нефте- и газопроявлений в них.

К недостаткам абиогенного образования нефти относятся:

1. Отсутствие карбидов металлов в земной коре и их наличие в ядре Земли.

2. Неравномерное размещение залежей нефти и газа по разрезу, скоплений их в одних толщах и отсутствие в других, имеющих такие же коллекторы и покрышки.
3. Приуроченность нефти и газа к зонам глубинных разломов и нефтегазоносность осадочных пород недостаточно доказаны.
4. Абиогенная гипотеза не объясняет причину образования территориально разделенных чисто нефтеносных и чисто газоносных областей.

Как видно из вышеизложенного, абиогенный путь образования углеводородов связан с георисками, сопряженными с вулканизмом, тектоникой, выходами на поверхность по разломам горячих флюидов.

Биогенная, осадочно-миграционная теория происхождения нефти была впервые предложена М.В. Ломоносовым, вследствие образования битумов из углей при нагревании без доступа кислорода, где источником образования нефти в осадочных толщах является наличие рассеянного органического вещества (РОВ) в осадочных породах.

Органическое происхождение нефти и природного газа ныне базируется на процессах: 1) тления – при свободном доступе кислорода; 2) гумификации – при ограниченном доступе кислорода; 3) гниения – при отсутствии доступа кислорода, а также на закономерностях размещения залежей нефти и газа в земной коре.

Преобразование органического вещества в осадке до бескислородных углистых или битуминозных веществ может происходить лишь в восстановительной или слабо восстановительной среде. Само органическое вещество в процессе своего разложения создает в породе восстановительные условия. Почти 100% скоплений нефти и газа в мире ныне локализованы лишь в определенных частях осадочных толщ.

Доказательством в пользу органического происхождения нефти является содержание в осадочных горных породах рассеянного органического вещества. Среднее содержание органического углерода в морских глинах составляет 2-3%, в песчаниках – 1-1,5%; битуминозные глины, сапропелиты, горючие сланцы содержат органический углерод в количестве от 20 до 50%. Фито- и зоопланктон – главная масса поступления для нефти органического вещества.

В природных условиях происходят процессы не только формирования залежей, но и разрушения их в результате: раскрытия ловушек; изменения состава законтурных вод и гидродинамики подземных вод; ухудшения качества покрышки; диффузии жидкостей и газов через покрышки; изменения температуры и давления.

При тектонических разрывах, проходящих через ловушки, в зависимости от местоположения разлома относительно центра залежи происходит частичное или полное ее разрушение, на месте их выхода наблюдаются газовые выбросы, источники нефти, достигающие иногда значительных размеров; образуются грифоны и грязевые вулканы. Такие процессы широко развиты в нефтегазоносных провинциях молодых складчатых областей, в горных и предгорных районах, в частности, в Предкавказье, Средней Азии.

Методы нефтегазопоисковых и разведочных работ подразделяются на три основных класса: геологические, геофизические, геохимические.

Геологические методы. К ним относятся: 1) съемка – геологическая, геоморфологическая, гидрогеологическая; 2) бурение – картировочное, опорное, параметрическое, поисковое, разведочное; 3) геологический анализ фактического материала палеонтологическими, стратиграфическими, литологическими, палеогеографическими, тектоническими, палеотектоническими, промыслово-геологическими и другими методами.

Как известно, нефтяные и газовые скопления залегают в основном на глубинах свыше 500-800 м. На поверхности Земли они могут обнаруживать себя в виде газовых эманацій, проникающих через толщи вышележащих пород, и естественных источников нефти, просачивающейся по зонам трещин и разломов.

Из вышеизложенного следует, что биогенносформированные углеводороды, при условии их выхода на поверхность, образуют геориски в виде газовых выбросов, а источники нефти значительных размеров образуют грифоны и грязевые вулканы.

Выделение метана в виде пузырьков и струй в наземных водоемах (реки, озера) или в виде грязе-газо-водяных выбросов и вулканов есть показатели газоносности недр.

Все эти газо-нефтепроявления на поверхности воды и земли выявляются и изучаются в процессе геологической съемки наземными геологическими наблюдениями.

К геохимическим методам прямых поисков нефти и газа относится, в частности, газовая съемка. При этом производится отбор пробы воздуха, находящегося в грунтах непосредственно под земной поверхностью.

Для отбора проб предварительно проходятся неглубокие скважины (1-2 м) или закопушки, шурфы по определенной сетке. Отобранный воздух анализируется в химической лаборатории. Наличие в нем метана и других углеводородов в аномальных количествах является основанием для предположения о наличии в недрах исследуемой территории месторождений нефти и газа.

К геофизическим методам прямых поисков относятся высокоточные магнитометрические, гравиметрические, электроразведочные, сейсмические и другие методы. Все они основаны на использовании аномальных физических свойств нефтегазоносных скоплений по сравнению со свойствами окружающих их водонасыщенных толщ.

Скопления нефти и газа известны в отложениях всех возрастов, начиная от протерозоя до четвертичного отдела. Основная часть мировых разведанных запасов нефти сосредоточена в палеозойских и мезозойских отложениях, а основная часть запасов газа - в меловых и кайнозойских отложениях (рис. 1).

В мире известно около 160 нефтегазоносных провинций, из которых 2 относятся к категории уникальных, 9 – гигантских и около 30 – крупных.

К уникальным относятся бассейны Персидского залива по нефти и Западной Сибири по газу. Общие черты этих бассейнов – огромные площади и объемы осадочного чехла, приуроченность к платформам. Нефтегазоносные толщи мелового возраста содержат около 50% крупнейших и гигантских месторождений.

Гигантскими являются провинции: Голф-Кост, Мексиканская, Пермская, Западная Внутренняя, Североморско-Германская, Сахарская, Маракайбская, Западной Африки, Волго-Уральская. Площадь их составляет 300 тыс. – 2,0 млн. км²; объем осадочного чехла – 400 тыс. – 6,0 млн. км³; приурочены к платформам; содержат 25% крупнейших и гигантских месторождений нефти и газа.

Крупные провинции имеют площадь 30 – 560 тыс. км²; объем осадочного чехла – 100 тыс. – 1,5 млн. км³; содержат 15% крупнейших месторождений. Гигантские месторождения в их пределах отсутствуют.

Мелкие провинции расположены в пределах межгорных впадин, эпиплатформенных орогенов, небольших внутриплатформенных впадин, авлакогенов и грабен. Площади их незначительные (5 – 200 тыс. км²), объем осадочного чехла небольшой (70 – 450 тыс. км³). Условия сохранности месторождений плохие. В этой группе обнаружено менее 10% крупнейших месторождений.

На рисунке 1 приведены, по данным Бакирова Э.А. и др. (1990), выделенные нефтегазоносные провинции на территории стран СНГ: 1 – Предкарпатская; 2 – Прибалтийская; 3 – Днепровско-Донецкая; 4 – Тимано-Печерская; 5 – Предуральская; 6 – Волго-Уральская; 7 – Прикаспийская; 8 – Предкавказско-Крымская; 9 – Предкавказская; 10 – Закавказская; 11 – Западно-Туркменская; 12 – Туранская; 14 – Западно-Сибирская; 15 – Енисей-Хатангская; 16 – Предверхоаянская; 17 – Лена-Вилуйская; 18 – Ангаро-Ленская; 19 – Дальневосточная, в т. ч. под номером 13 Тянь-Шань-Памирский нефтегазоносный бассейн.

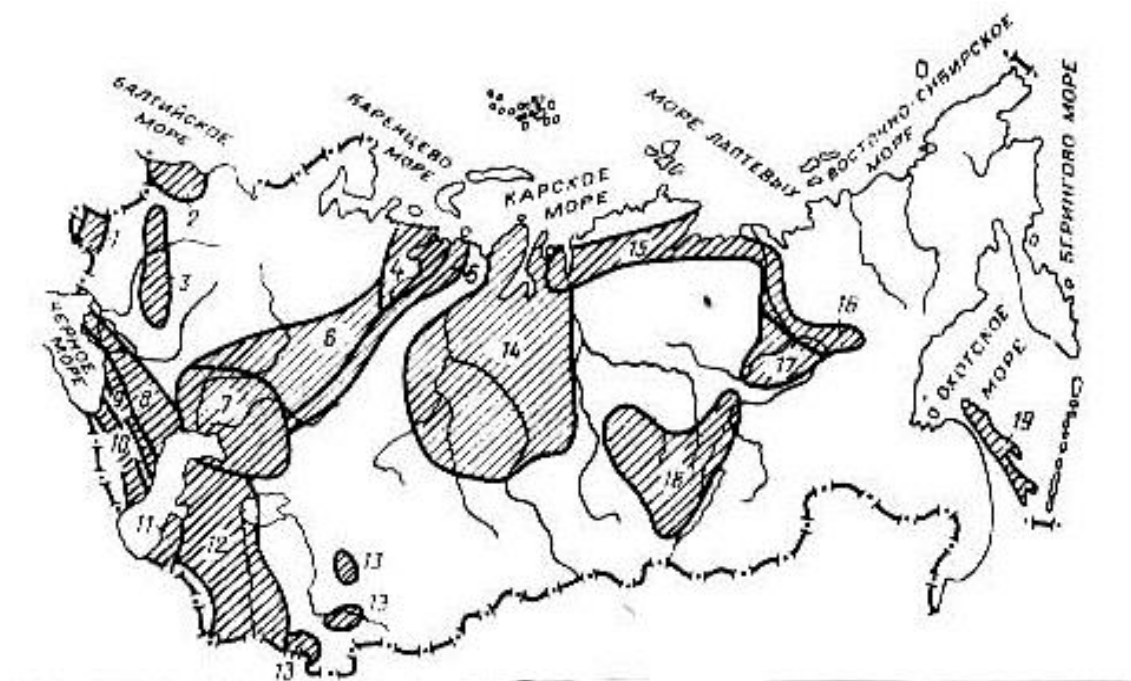


Рис. 1. Нефтегазоносные бассейны территории стран СНГ.

Основная масса нефти концентрируется на глубинах до 3 км, однако в ряде нефтегазоносных бассейнов преобладающая часть нефти находится на значительно больших глубинах.

В бассейнах палеозойского возраста основной этаж нефтеносности (ОЭН) находится на глубине 1-2 км; в регионах мезозойского возраста – на глубине 1-3 км, кайнозойского возраста – 1-4 км и чаще в интервале 2-4 км. Нефтяные залежи бурением скважин в США установлены на глубинах 6,5-7 км. Большое влияние на глубину залегания залежей оказывает интенсивность повторного погружения территорий в молодые эпохи или, наоборот, поднятия и размывы с образованием асфальтовых залежей.

По размещению основного этажа газоносности (ОЭГ) выделяются три группы бассейнов: 1) ОЭГ находится на малых глубинах (до 2 км). В таких бассейнах продуктивны верхний мел и кайнозой; газ метановый, начальных стадий катагенеза, биохимический, донефтяной. 2) ОЭГ находится на средних глубинах (1-4 км).

Поисково-разведочные работы могут проводиться эффективно при условии научно-обоснованного учета общих закономерностей образования и размещения нефтегазовых скоплений в земной коре.

Критериями прогноза месторождений являются факторы, контролирующие развитие процессов нефтегазообразования и накопления в земной коре, т.е.:

1. Тектонические и палеотектонические критерии, определяющие местоположение, формы и размеры региональных, зональных и локальных ловушек и тип нефтегазоносных бассейнов, глубины погружения, мощность осадочного чехла.
2. Литолого-формационные, фациальные и палеогеографические критерии, позволяющие определять типы, объемы осадочных пород, коллекторов, покрышек, количество и мощности нефтегазоносных комплексов.
3. Промыслово-геофизические критерии, для оценки коллекторских свойств пород-экранирующих пород-покрышек и их изменения в плане и по разрезу.
4. Гидрогеологические условия и типы артезианских бассейнов, законтурных вод и их динамика. Подземные воды хлоридно-натриевого состава и застойного режима способствуют сохранности залежей на месте их образования.
5. Геохимические критерии с наличием нефте-газогенерирующих осадочных толщ с высоким содержанием рассеянного органического вещества (РОВ).

6. Термодинамические критерии: для образования нефти из рассеянного ОВ необходимы температура свыше 60°C , давление – свыше 100 атм.

Процесс освоения нефти и газа подразделяется на три основные стадии: региональную, поисковую и разведочную.

1. Стадия регионального поиска, т.е. качественной оценки перспектив, выявление зон нефте-газонакопления и открытие первого месторождения.

На данной стадии: а) устанавливаются границы распространения, мощности, стратиграфии, литологии, геохимических и гидрогеологических свойств осадочного чехла; б) выделяются в разрезе осадочного чехла региональные покровы и нефтегазоносные комплексы; в) изучаются строение осадочного чехла и тектоническое районирование территории; г) определяются зоны нефте-газонакопления и конкретные объекты поиска; д) создаются модели строения осадочного бассейна, выявляются региональные закономерности изменения геолого-геофизических и геохимических параметров осадочного чехла и фундамента.

2. Стадия детального поиска – это открытие новых залежей и месторождений на прилегающих площадях, подсчет запасов по поисковым категориям C_2 и C_1 . Поисковые работы подразделяются на два этапа: а) подготовку площадей к поисковому бурению; б) глубокое бурение с целью выявления скоплений нефти и газа.

На этапе подготовки к глубокому бурению проводится детальная сейсморазведка площади, уточняются местоположение сводовой части куполовидного поднятия, его амплитуда, площадь, конфигурация в плане и другие особенности строения разреза нефтегазоносных толщ, коллекторов и покровов.

Первая поисковая скважина бурится в центре куполовидного поднятия и выполняет задачу определения размеров залежей и подсчета запасов по категориям C_2 и C_1 . Она относится к разряду детально-поисковых.

Расстояние между поисковыми скважинами зависит от размеров ловушки и составляет в среднем 3 – 5 км. По результатам поисковых работ строятся карты пористости, эффективных нефтенасыщенных толщ, подсчитываются запасы нефти, газа.

3. Стадия разведочных работ – это установление размеров и объемов залежей, подсчет запасов по более высоким категориям (C_1 , В, А) и подготовка месторождения к разработке.

На многозалежных месторождениях детальная разведка может осуществляться несколькими сетками скважин.

Односеточная система предусматривает разведку наиболее продуктивной и крупной по запасам залежи, которая принимается за базисную, т.е. сетка скважин и глубина бурения ориентируются на базисный горизонт.

Бурение проектных скважин может вестись по сгущающейся или ползучей системам. При разбуривании месторождения по сгущающейся системе вначале редкой сетью охватывается вся разведочная площадь, затем проходятся промежуточные скважины.

Выводы:

1. Территории освоения углеводородного сырья стран СНГ, в т. ч. расположенные в Тянь-Шань-Памирском нефтегазоносном бассейне, характеризуются развитием георисков природного и техногенного характера.
2. Необходимо при освоении углеводородного сырья на исследуемой территории проводить работы в соответствии с вышеприведенными стадиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимов Е.М. Геология, поиск и разведка нефти и газа. Тюмень: изд-во ТюмГНГУ. 2004. 103 с.
2. Усупаев Ш.Э., Жумашева З.Н., Жумашов Ж.Н. Геориски природного и экологического характера в районах освоения нефти и газа в Кыргызском Тянь-Шане // Известия Кыргызского государственного технического университета им. И. Раззакова. № 33.

Материалы международной конференции: «Современное состояние и перспективы развития горнодобывающей отрасли», посвященная к 80-летию академика У. Асаналиева. Бишкек: ИЦ Текник. 2014. С. 429 - 432.

3. Усупаев Ш.Э., Жумашов Ж.Н., Жумашева З.Н. Вергентные ловушки углеводородного сырья горных стран (Кыргызстан, Таджикистан) / Интеграционные процессы в научно-техническом и образовательном пространстве: материалы Международной научно-технической конференции в Бишкеке 14-15 сентября 2015 г.

АНАЛИЗ ПОГРЕШНОСТЕЙ ОЦЕНКИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ ПРИ АЗИМУТАЛЬНОМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ

Забинякова О.Б.

e-mail: zabinyakova@gdirc.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Кыргызстан

Методы электромагнитных зондирований (ЭМЗ) составляют наиболее информативную и трудоемкую группу методов электроразведки [1]. Одним из наиболее распространенных методов этой группы является метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ), предложенный выдающимся советским ученым в области математики и геофизики – академиком Андреем Николаевичем Тихоновым в 1951 году [2]. Одним из самых выдающихся ученых, занимающихся развитием методов электроразведки, связанных с использованием естественного электромагнитного поля Земли, стал геофизик и доктор технических наук Марк Наумович Бердичевский. Он внес значимый вклад в теоретическую базу метода магнитотеллурического зондирования и способствовал активному внедрению этого метода в практику [3]. В настоящее время метод МТЗ значительно усовершенствовался как в своей аппаратной составляющей, так и в теоретической части: современные компьютерные технологии позволяют решать различные задачи магнитотеллурического зондирования с высокой точностью.

Метод МТЗ заключается в изучении частотной зависимости отношения ортогональных электрической и магнитной составляющих естественного магнитотеллурического (электромагнитного) поля Земли на её поверхности – функции импеданса. На основе анализа характера этой функции, вычисляются соответствующие ей электрические свойства горных пород, находящихся на различных глубинах от земной поверхности: распределение электропроводности по вертикали определяется частотной зависимостью функции импеданса, и при использовании широкого спектра частот появляется возможность делать выводы об электрических свойствах среды на различных глубинах от дневной поверхности. Поэтому в настоящее время метод МТЗ широко распространен как один из неразрушающих (экологических) методов геофизического исследования внутреннего строения Земли.

Электромагнитный мониторинг (непрерывный процесс наблюдения и регистрации электромагнитных параметров среды) позволяет выявлять и контролировать изменения, происходящие в тензочувствительных участках земной коры, то есть в таких областях, где электромагнитные параметры среды наиболее чувствительны к вариациям напряженно-деформированного состояния массивов горных пород [4]. Таким образом, метод магнитотеллурического мониторинга дает возможность изучать современные геодинамические процессы, отслеживая изменения электрических свойств геологической среды.

Одним из объектов мониторинговых наблюдений, осуществляемых Научной станцией РАН, является расположенный в центральной части Бишкекского геодинамического

полигона мини-полигон Кентор. Основными тектоническими структурами на территории миниполигона являются Шамсинский и Байтикский активные разломы [5].

Для исследования связи деформационных процессов с вариациями электромагнитных параметров среды силами лаборатории GPS ИС РАН на этом полигоне проводятся линейно-угловые светодальномерные наблюдения за режимом деформирования отдельных участков активных разломов, а силами лаборатории ЛГМИ ИС РАН проводятся электромагнитные зондирования (магнитотеллурический мониторинг). На рисунке 1 представлена схема сети геофизического мониторинга мини-полигона Кентор, состоящая из шести геодезических пунктов и трех профилей МТЗ. В качестве периодического тестового деформирующего воздействия рассматривались упругие гравитационные лунно-солнечные приливы, вычисляемые с помощью программы “tide.exe”.

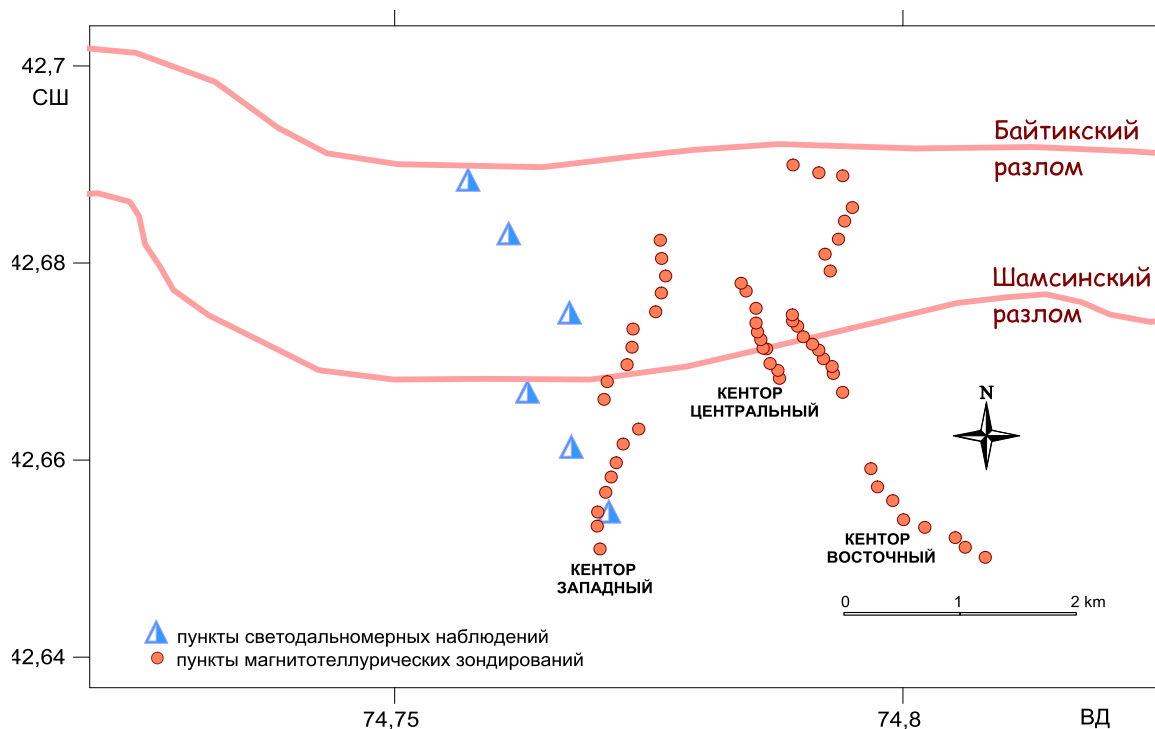


Рис. 1. Схема пунктов геофизических наблюдений на мини-полигоне Кентор.

Измерение магнитотеллурического поля осуществляется с использованием аппаратуры MTU-5 канадской фирмы «Phoenix Geophysics». С помощью трех индукционных датчиков измерительная установка регистрирует три компоненты магнитного поля: H_x, H_y, H_z , а две ортогональные линии, длиной по 50 м, являются датчиками компонент E_x и E_y электрического поля. По значениям компонент электромагнитного поля определяются комплекснозначные элементы тензора импеданса, по которым в дальнейшем вычисляются значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса [1]. Отклонения элементов тензора импеданса и их трансформант от средних значений во времени для совокупности частот и азимутов наблюдения являются искомыми частотно-временными рядами (ЧВР), которые используются для анализа деформационных процессов.

В работах [6-11] была предложена методика азимутального магнитотеллурического мониторинга, которая позволяет определять корреляционные зависимости между параметрами лунно-солнечных приливных деформаций и компонентами магнитотеллурического поля. Для вычисления коэффициентов корреляции между двумя временными рядами (условно назовем их ряд X и ряд Y) применялась формула:

$$K = \frac{\sum(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X - \bar{X})^2 \sum(Y - \bar{Y})^2}}, \quad (1)$$

где \bar{X} и \bar{Y} – средние значения рядов X и Y соответственно.

Оказалось, что получаемые таким образом корреляционные зависимости удобно отображать с помощью полярных диаграмм (рис. 2): для каждой точки этой полярной системы координат значение соответствующего ей коэффициента корреляции указывается с помощью различных градаций используемой цветовой шкалы или изолиниями.

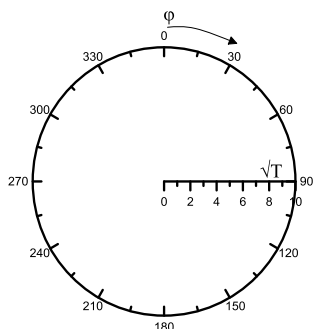


Рис. 2. Полярная система координат, используемая для отображения корреляционных зависимостей.

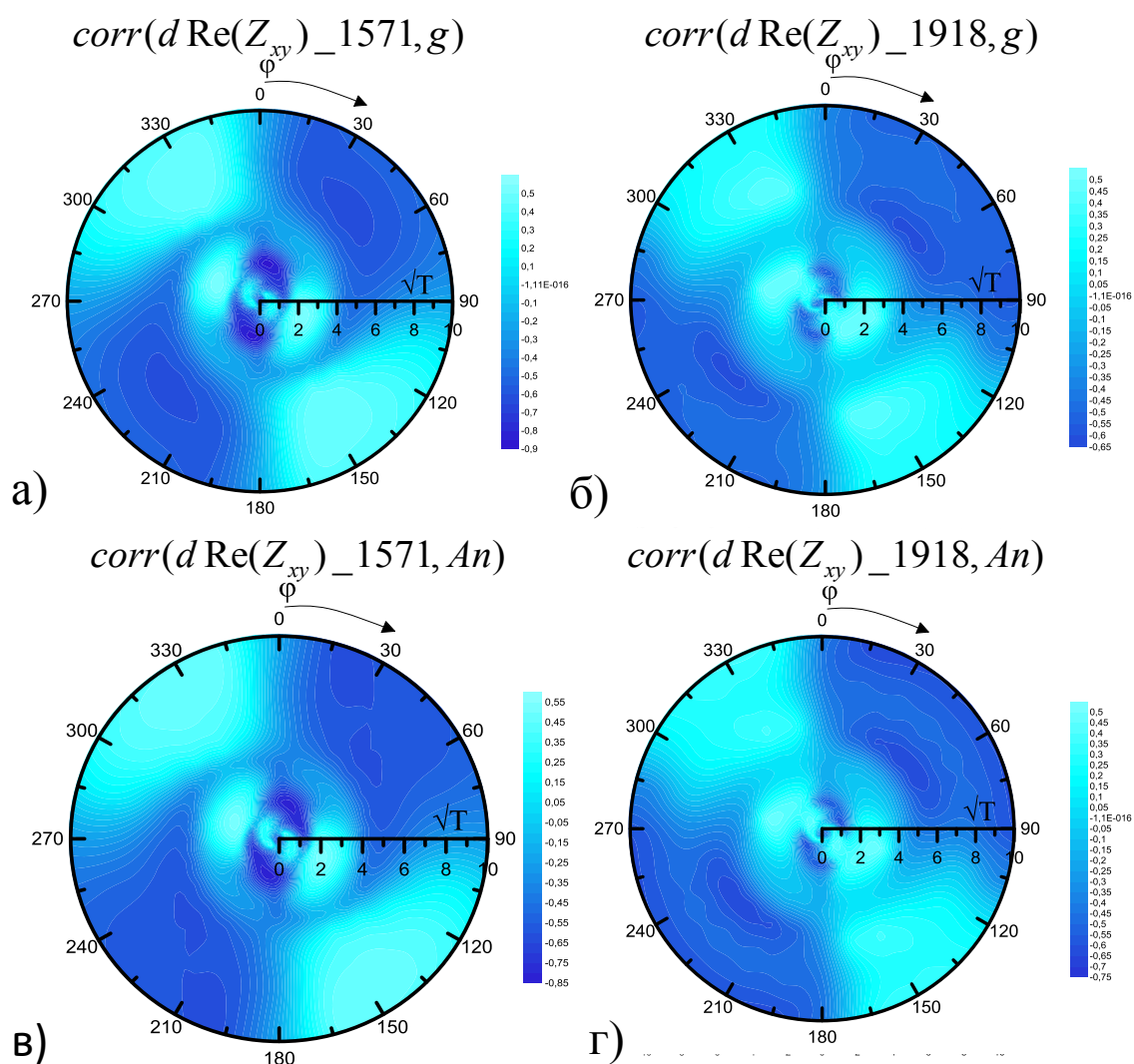


Рис. 3. Корреляционные зависимости вариации параметра $\text{Re}(Z_{xy})$ с различными компонентами лунно-солнечных приливных воздействий.

В данной работе использованы данные, полученные при проведении синхронных контрольных магнитотеллурических зондирований в одном пункте (точке наблюдения 5 на профиле Кентор Западный) двумя станциями MTU-5 (далее их будем различать по номерам: станция 1571 и станция 1918). На рисунках 3 и 4 приведены диаграммы корреляционных зависимостей, полученные для вариаций действительной $d\text{Re}(Z_{xy})$ и мнимой $d\text{Im}(Z_{xy})$ частей основной компоненты тензора импеданса Z_{xy} (для каждой станции они вычислены как отклонения данных по этой станции от средних значений, полученных по значениям двух станций) с различными компонентами лунно-солнечных приливных воздействий (g - горизонтальная компонента, A – модуль полного вектора, A_u – компонента запад-восток, A_v – компонента север-юг, A_n – вертикальная компонента), рассчитанными с помощью программы «Tide.exe».

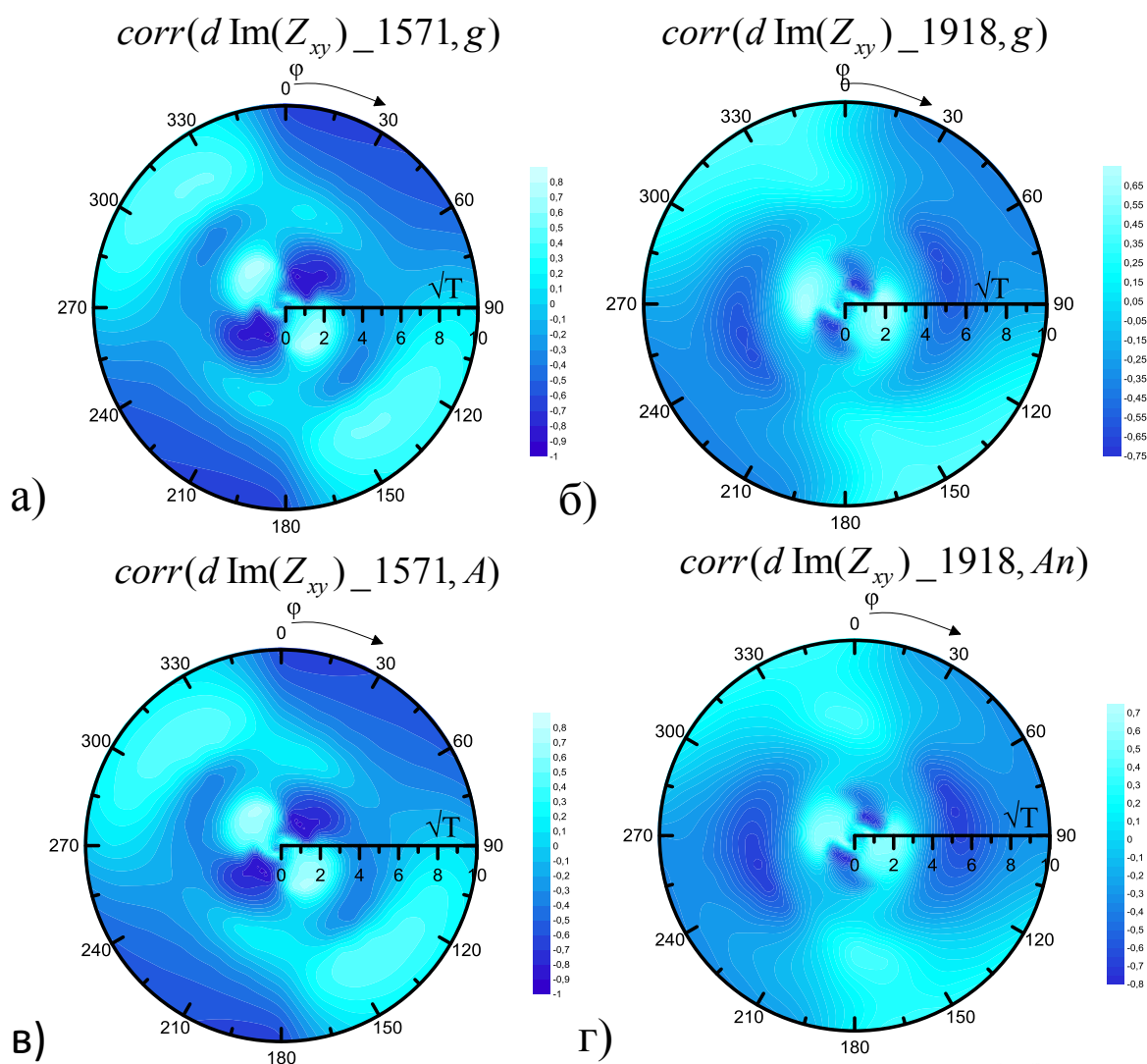


Рис. 4. Корреляционные зависимости вариации параметра $\text{Im}(Z_{xy})$ с различными компонентами лунно-солнечных приливных воздействий.

Частотные зависимости параметра Z_{xy} были определены с помощью программы «SSMT-2000» для десяти непересекающихся временных интервалов, продолжительностью в два часа. Для каждого такого временного интервала характерен один и тот же набор периодов от 0,01 секунды до 100 секунд, представляющий собой возрастающую геометрическую прогрессию со знаменателем 1,166. Также производился перерасчет этих

параметров по азимутам (от 0° до 360° с шагом в 15°). Коэффициенты корреляции между ЧВР вариаций элементов тензора импеданса и временными рядами приливных воздействий вычислялись по формуле (1).

В рамках данной работы сопоставление для корреляционных зависимостей осуществлялось на качественном уровне. Из приведенных выше диаграмм (рис. 3, рис. 4) видно, что:

- Распределения коэффициентов корреляции, представленные в полярных координатах, для двух станций при контрольных наблюдениях, получились достаточно близкими;
- Уровень корреляции элементов тензора импеданса с компонентами лунно-суточных приливных воздействий для станции 1571 несколько выше, чем для данных станции 1918.

Для оценки точности данных, получаемых при профильных МТЗ, принято осуществлять контрольные наблюдения. По результатам контрольных замеров определяется относительная погрешность наблюдений, и, если она не превышает 10%, то полученные при МТЗ данные можно считать достоверными. Для азимутального МТ-мониторинга специальных нормативов по оценке точности данных ещё не предложено, однако предполагается, что относительная погрешность наблюдений должна быть значительно ниже, чем 10%.

В данной работе в качестве критерия для оценки точности данных магнитотеллурического мониторинга было выбрано среднеквадратичное отклонение σ натуральных МТ-данных по каждой из двух станций (1571 и 1918) от среднего значения по двум станциям. При этом осуществлялось построение зависимостей двух видов: $\sigma(\varphi)$, где φ – азимут, и $\sigma(T)$, где T – период. Далее кратко опишем алгоритм построения. Ниже приведем результаты сигма-зависимостей, полученных для следующих параметров: $\text{Re}(Z_{xx})$, $\text{Im}(Z_{xx})$, $\text{Re}(Z_{xy})$, $\text{Im}(Z_{xy})$.

Пусть $X_j(T, \varphi)$ и $Y_j(T, \varphi)$ – векторы значений рассматриваемого МТ-параметра по данным, полученным с первой и второй станций соответственно. Здесь $j = \overline{1, J}$ – индекс, соответствующий номеру временного интервала; J – количество используемых при расчётах временных интервалов (у нас $J = 10$); T – набор периодов: $\{T_i\}$ $i = \overline{1, I}$ – индекс, соответствующий номеру периода; I – количество периодов, используемых для расчетов (у нас $I = 50$); φ – набор азимутов: $\{\varphi_l\}$; $l = \overline{1, L}$ – индекс, соответствующий номеру азимута в совокупности; L – количество азимутов, используемых для расчета (у нас $L = 12$). Для каждой станции вычислялся вектор средних значений по всем временным интервалам:

$$\overline{X}_{i,l} = \overline{X}(T_i, \varphi_l) = \frac{\sum_{j=1}^J X_j(T_i, \varphi_l)}{J}, \quad \overline{Y}_{i,l} = \overline{Y}(T_i, \varphi_l) = \frac{\sum_{j=1}^J Y_j(T_i, \varphi_l)}{J}. \quad (2)$$

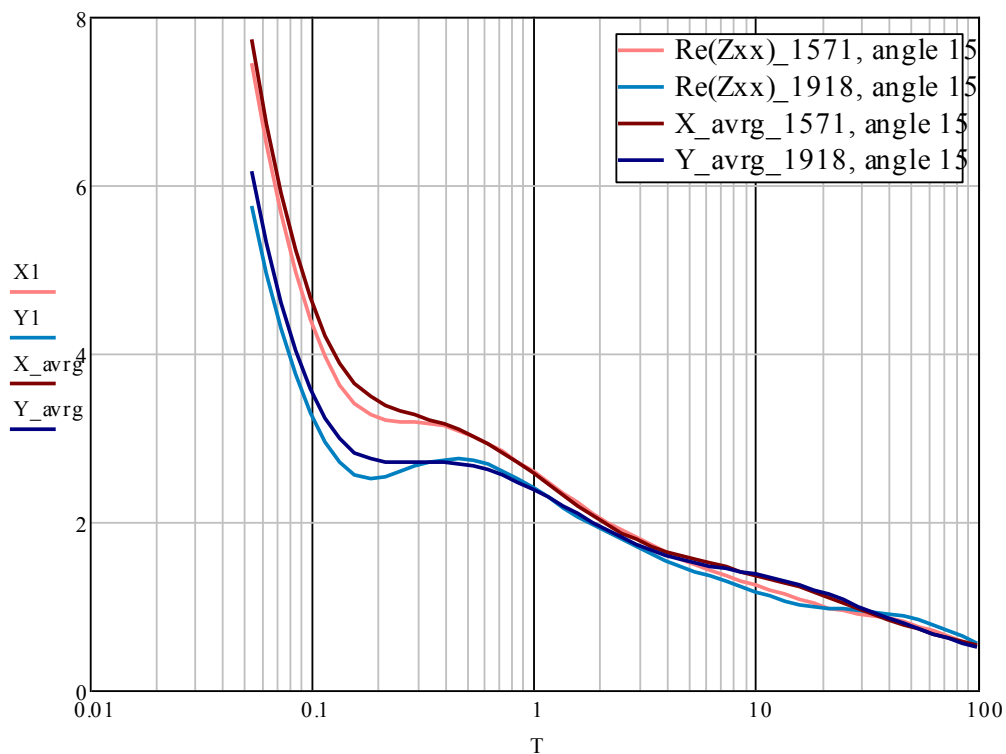


Рис. 5. Графики зависимостей компоненты $\text{Re}(Z_{xx})$ от T для первого временного интервала и функции, соответствующих средним значениям этого параметра по всей совокупности временных интервалов. Перерасчет исходных данных на азимут 15° .

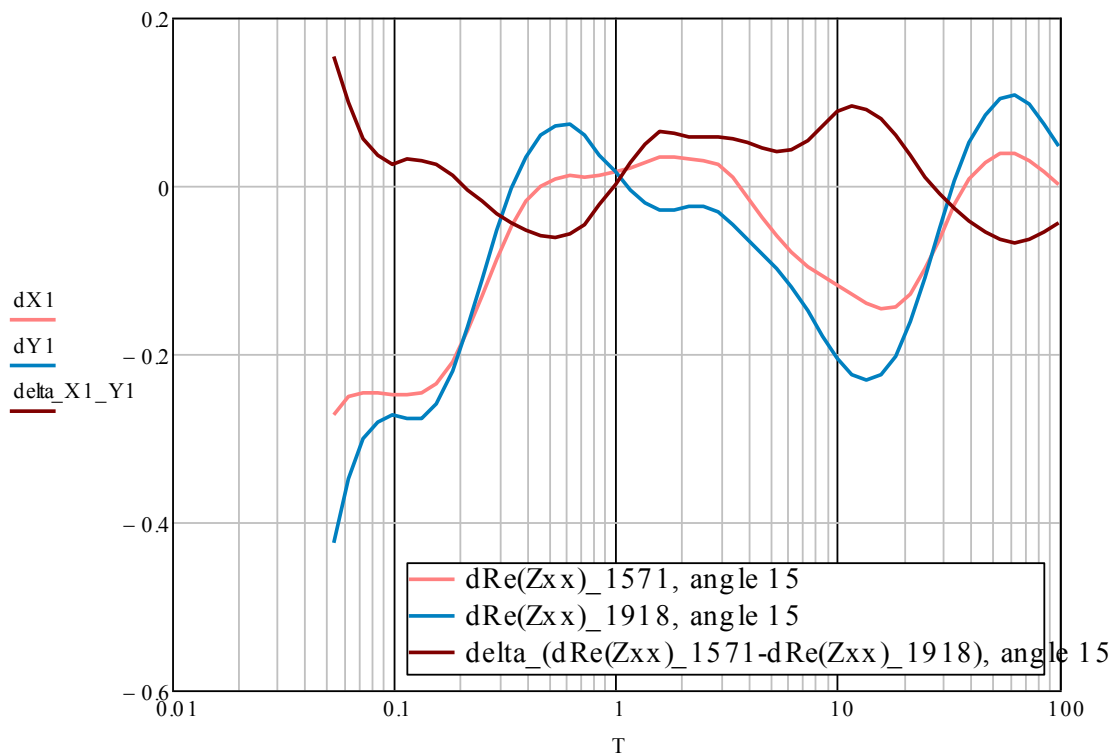


Рис. 6. Графики зависимости вариаций функции $\text{Re}(Z_{xx})$ от T для первого временного интервала по данным каждой из станций и соответствующее взаимное отклонение. Перерасчет исходных данных на азимут 15° .

Затем по формуле (3) вычислялись вариации (отклонения от средних значений) исходных данных:

$$dX_j(T_i, \varphi_l) = X_j(T_i, \varphi_l) - \bar{X}_{i,l}, \quad dY_j(T_i, \varphi_l) = Y_j(T_i, \varphi_l) - \bar{Y}_{i,l}, \quad (3)$$

а также взаимное отклонение вариаций:

$$\delta_j(T_i, \varphi_l) = dX_j(T_i, \varphi_l) - dY_j(T_i, \varphi_l) \quad (4)$$

При этом ненормированная функция плотности распределения для совокупности данных $\delta = \{\delta_j | j = \overline{1, J}\}$ для всех параметров имеет вид, близкий к функции плотности, соответствующей нормальному распределению.

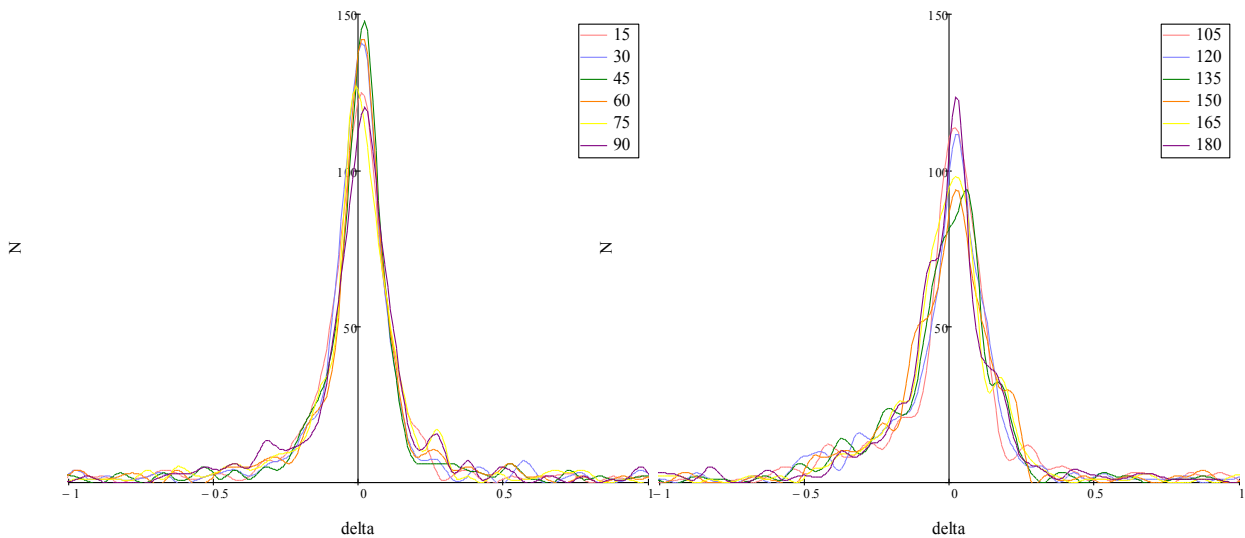


Рис. 7. Графики функций плотности распределения взаимного отклонения вариаций параметра $\text{Re}(Z_{xx})$ по данным двух станций для различных азимутов.

Для получения зависимости $\sigma(\varphi)$ для каждого значения азимута в отдельности векторы δ_j последовательно «склеивались» в один вектор δ , длиной $J \cdot I$, и по всей совокупности временных интервалов для каждого из азимутов вычислялось значение дисперсии:

$$\text{var}(\varphi_l) = \frac{\sum_{n=1}^{J \cdot I} \delta_n(T, \varphi_l)}{J \cdot I}, \quad (5)$$

и значение среднеквадратичного отклонения:

$$\sigma(\varphi_l) = \sqrt{\text{var}(\varphi_l)}. \quad (6)$$

Для получения зависимости $\sigma(T)$ векторы δ_j «склеивались параллельно» в одну матрицу δ , размерностью $I \times J$, в которой каждая строка представляла из себя небольшой временной ряд значений соответствующего параметра для фиксированного периода. При этом значение азимута тоже считается фиксированным, то есть присутствует параметрическая зависимость величины σ от азимута. Использовалась следующая формула для вычисления дисперсии:

$$\text{var}(T_i, \varphi_l) = \frac{\sum_{n=1}^J \delta_j(T_i, \varphi_l)}{J}, \quad (5)$$

и значение среднеквадратичного отклонения:

$$\sigma(T_i) = \sqrt{\text{var}(T_i, \varphi_l)}. \quad (6)$$

Полученные функции представляют интерес для анализа зависимости среднеквадратичного отклонения значений параметра при пересчете на различные азимуты (рисунки 8, 9).

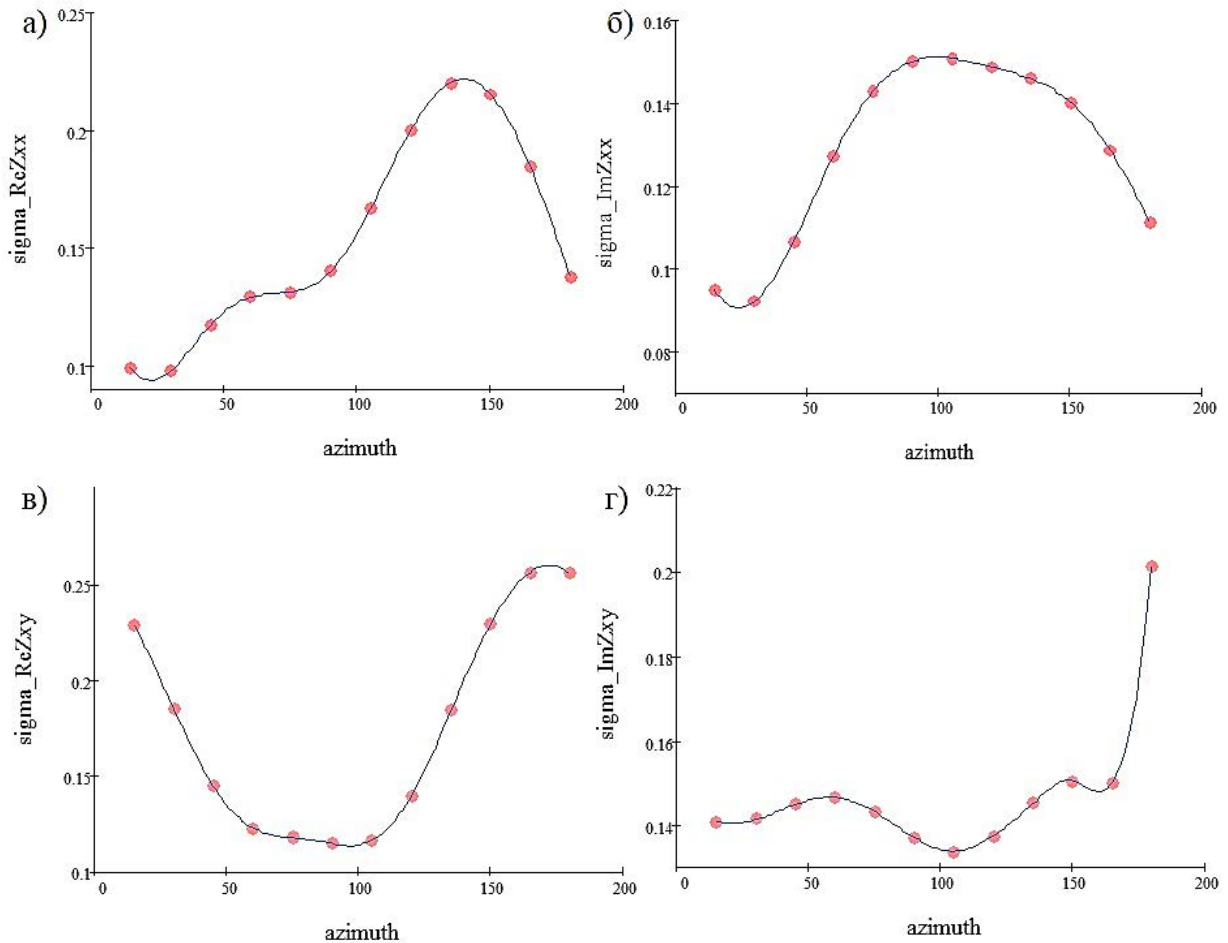


Рис. 8. Графики азимутальной зависимости среднеквадратичного отклонения σ для различных параметров.

Таким образом, анализ обработки контрольных наблюдений по методу азимутального МТ-мониторинга синхронно двумя станциями Phoenix MTU-5 с расчетом функций корреляции между вариациями электромагнитных параметров и гравитационными приливными воздействиями свидетельствует о высокой точности работ: кластеры устойчивой корреляции электромагнитных параметров и приливных воздействий на корреляционных полярных диаграммах для разных станций хорошо совпадают друг с другом. Значения среднеквадратичного отклонения в зависимости от азимута пересчёта и периода зондирования составляют первые десятые доли Ом·метр.

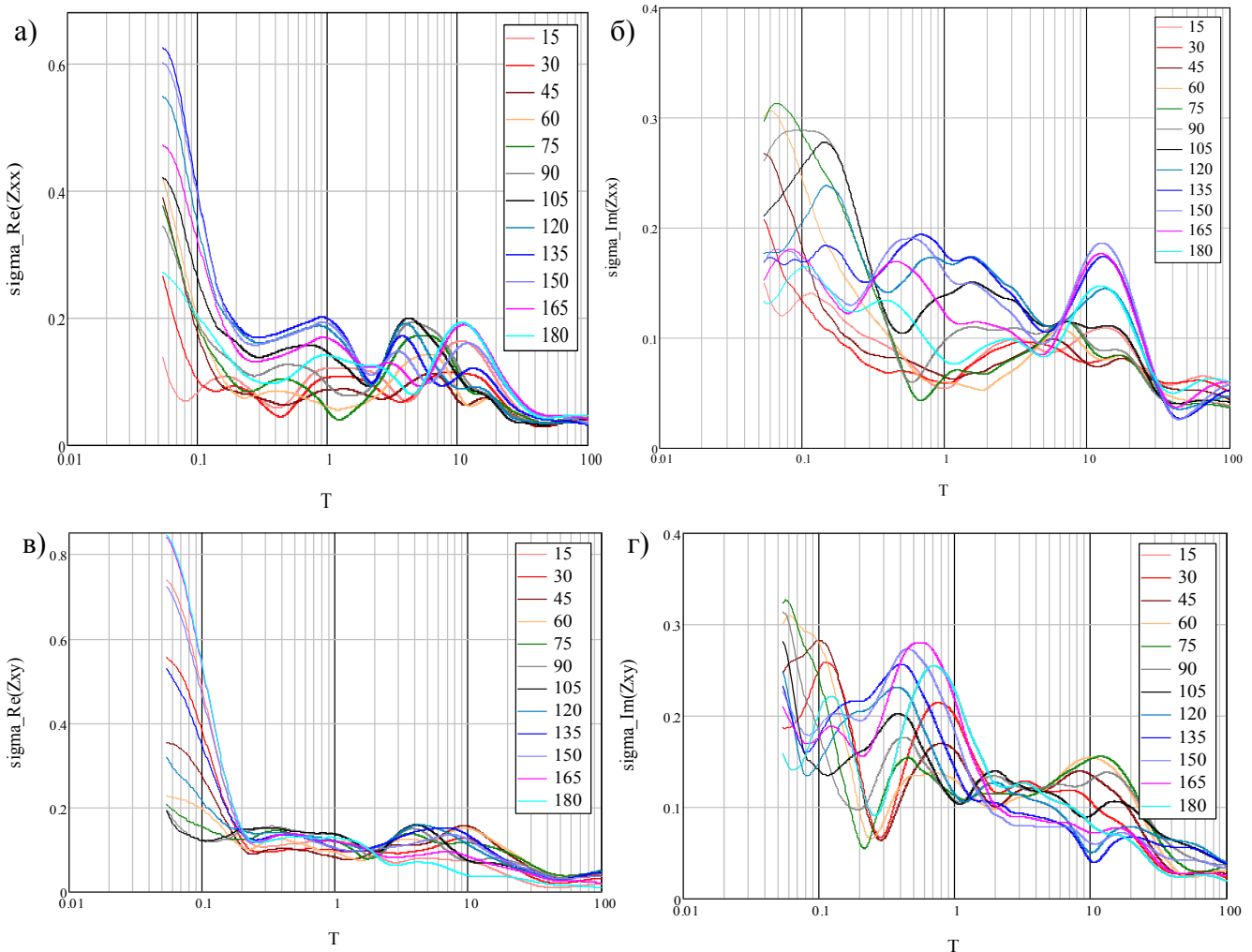


Рис. 9. Графики зависимости от периода среднеквадратичного отклонения σ для различных параметров при перерасчете на различные азимуты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хмелевской В.К. Геофизические методы исследования земной коры. Книга 1: Методы прикладной и скважинной геофизики. Дубна. 1997. 276 с.
2. Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Докл. АН СССР. 1950. Т. 73. № 2. С. 295–297.
3. Дмитриев В.И., Яковлев А.Г., Голубцова Н.С., Пушкарев П.Ю., Куликов В.А., Хмелевской В.К., Шустов Н.Л. Магнитотеллурический метод и научная школа геофизиков МГУ / В сб. «Геофизика в МГУ. Вчера. Сегодня. Завтра. 1944 - 2014. Сборник трудов Научной конференции, посвященной 70-летию кафедры геофизики в Московском университете». М.: Сампринт. 2014. С. 80-98.
4. Дашевский Ю. А., Мартынов А. А. Обратные задачи электрических зондирований в сейсмоактивных районах: Учеб.-метод. пособие / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск. 2002. 52 с.
5. Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И. Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: материалов докладов Шестого международного симпозиума (23-29 июня 2014 г., г. Бишкек). Бишкек: ИС РАН. 2015. С. 11-17.
6. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. Проявление геодинамических процессов в вариациях электропроводности (по результатам магнитотеллурических исследований) //

Современное состояние наук о Земле: материалы Международной конференции, посв. памяти В.И.Хаина. Изд-во МГУ. 2011. С.193-198.

7. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // Физика Земли. 2013. № 3. С. 105-113.
8. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженного состояния среды // Геофизические исследования. 2014. Т.15. № 4. С. 53-64.
9. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г., Баталева Е.А., Сафронов И.В. Глубинные электромагнитные исследования в Тянь-Шане – достигнутые возможности и перспективы для проведения мониторинговых магнитотеллурических наблюдений // Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений: материалы конференции. Алматы: Эверо. 2003. С. 284-291.
10. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Матюков В.Е. Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 29-40.
11. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление разломных структур в электромагнитных параметрах (для территории Центрального Тянь-Шаня) // Вестник КРСУ. Т. 15. № 9. 2015. С. 160-164.

ТЕХНОЛОГИИ ОЦЕНКИ ПРОРЫВА ТИПОВ МОДЕЛЕЙ ПЛОТИН ГОРНЫХ ОЗЕР И ВЫЗВАННЫХ ИМИ СЕЛЕВЫХ ГЕОРИСКОВ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Загинаев В.В., Ерохин С.А.

тел.: 0555 771 434; e-mail: zagivit@mail.ru

тел.: 0772 305 681; e-mail: erochin@list.rush

Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Среди опасных природных процессов, развитых на территории республики, особой катастрофичностью отличаются селевые потоки, образующиеся при прорывах горных озер. В зону их поражения попадают многие населенные пункты, автодороги, линии электропередач и трубопроводы, земельные угодья и пастбища. С 1952 по 2015 годы на территории Кыргызстана зафиксировано 79 случаев опасных прорывов горных озер. В среднем это 1,25 прорыва за 1 год. В 50-х годах XX века опасными считались только прорывы завальных озер, а ледниковые и моренно-ледниковые озера ученые рассматривали как «своеобразный элемент высокогорного ландшафта, который в силу своих, как правило, незначительных размеров, не могли представлять сколько-нибудь серьезной угрозы нижележащим долинам» [1].

На карте селевой опасности СССР, выпущенной в 1974 году под редакцией С.М. Флейшмана, регион Северного Тянь-Шаня отнесен к зоне формирования ливневых селей [2].

Однако произошёл ряд грандиозных катастроф, обусловленных прорывами горных озер: в 1963 году – прорыв озера Иссык в Заилийском Ала-Тау; в 1966 году – озера Яшилькель в бассейне реки Исфайрамсай на Алайском хребте; в 1973 году – прорыв Малоалмаатинских озер в Заилийском Алатау; в 1983 году – озеро Кейды-Кучкач в долине реки Сокулук на Кыргызском-Ала-Тоо; в 1998 году – прорыв Шахимарданских озер на Алайском хребте.

Результаты изучения прорывов горных озер показывают, что диапазон значений расходов прорывных потоков весьма широк: от единиц до тысяч кубических метров в секунду. Такой широкий разброс значений обуславливается в первую очередь разнообразием механизмов прорыва озер, и только во вторую очередь их объемом.

Механизм прорыва горного озера определяется, прежде всего, его типом. После обследования нескольких десятков прорывов горных озер установлены следующие модели прорывов для озер различных типов:

- Ледниковые озера прорывают подземным путем. Наиболее известным примером этой модели являются прорывы озера Мерцбахера в Центральном Тянь-Шане. Важным элементом этой модели является внутриледниковый канал стока (фото 1).
- Моренно-ледниковые озера имеют три типа моделей прорыва: а) подземный тип - наиболее распространенный (около 70% от общего числа прорывов), через внутриморенно-ледниковые каналы стока; б) смешанный, подземно-поверхностный (около 25% от общего числа прорывов), прорыв начинается подземным путем, но после обрушения кровли канала стока переходит в поверхностный; в) поверхностный, наименее распространенный (около 5%), через проран на гребне плотинной перемычки. В результате прорыва по 2 и 3 моделям на внешнем склоне плотины озера, представленной обычно валом фронтальной морены, образуется глубокий селевой овраг.
- Моренно-ригельные озера. Они прорывают по таким же моделям, как и моренно-ледниковые озера. Однако расклад между этими моделями другой: поверхностные прорывы – 40%, смешанные прорывы 30%; подземные 30%.

А



Б



Рис. 1. Фотодокументы строения плотины озера Мерцбахера: А - ледниковое озера Мерцбахера; Б - устье канала внутриледникового стока, по которому озера Мерцбахера прорывает.

Прорыв озера подземным путем. При таком механизме прорыва для определения прорывного расхода используется модель разветвленного трубопровода, составленного из относительно коротких труб различного диаметра и шероховатости, с многочисленными

сужениями, расширениями и поворотами. При таком строении каналов стока местные и путевые гидравлические сопротивления приводят к значительным потерям энергии потока, что проявляется в уменьшении его скорости и, соответственно, уменьшении расхода. Чем длиннее подземный канал стока, тем меньше расход прорывного потока, который не превышает 10, реже 20 - 30 м³/сек.

Модель разветвленного трубопровода хорошо отражается формулой В.А. Керемкулова и И.Г. Цукермана [3]:

$$Q=(h_c+h_k)^{0.5}/(A_{\beta} \cdot h_k+\beta)^{0.5}, \quad (1)$$

где Q – расход воды через подземные каналы, м³/сек;

h_c - превышение уровня свободной поверхности воды в озере над входным отверстием канала, м. По самому опасному варианту опорожнения – входное отверстие канала стока находится на днище озера в самом глубоком его месте. В этом случае величина h_c равна максимальной глубине озера.

h_k – превышение входного отверстия канала над концом напорного участка, м; часто $h_k = h_n$, где h_n – это превышение входного отверстия канала стока над выходным.

A_{β} – среднее значение сопротивления A на участке напорного течения:

$$A_{\beta} = \frac{\bar{A} \times n \times L}{h_n}, \quad (2)$$

где \bar{A} – удельное сопротивление, учитывающее одновременно как местные, так и путевые потери;

n – отношение фактической длины трубопровода к величине L;

L – кратчайшее расстояние между входным и выходным отверстиями на плане, м;

β – гидравлическое сопротивление такого участка, на котором при данном расходе Q_{β} потери напора равны скоростному напору в выходном сечении;

$$\beta = \frac{0,056}{F^2}, \quad (3)$$

где F – площадь поперечного сечения подземного канала в замыкающем напорный участок створе.

Для надежности расчетов длина напорного участка принимается равной длине подземного канала стока, тогда F будет сечением его выходного отверстия /грота/.

Площадь сечений прорывных гrotов меняется в широких пределах, что прослеживается на конкретных примерах:

- прорыв озера № 16 в бассейне р. Каскелен (1977) – > 4 м²;
- прорыв озера № 17 в бассейне р. Иссык (1980) – > 4 м²;
- прорыв озера Чоктал на южном склоне хребта Кунгей Ала-Тоо в 1978 г. – 50-60 м²;
- прорыв внутриледниковых емкостей ледника Ак-Сай – 100 м²;
- прорыв озера Топ-Карагай (северный склон Киргизского хребта, 1973 г.) – 40-50 м²;
- прорыв озера Кейды-Кучкач (бассейн р. Сокулук, 1983 г.) – 20-30 м²;
- прорыв озера Шамси (Южный склон Кыргызского хребта, 1978 г.) – 50 м².

Из вышеприведенных данных следует, что предельно допустимое значение площади сечения гrotа не превышает 100 м². В противном случае происходит обрушение кровли гrotа.

Наиболее важным и практическим неизученным является вопрос о способе оценки удельного сопротивления \bar{A} . С целью определения \bar{A} формулы (1) и (2) преобразуются в следующий вид (при этом принимается $h_k = h_n$):

$$\bar{A} = \frac{I}{n \times L} \times \frac{h_c + h_n}{Q_{\max}^2} - \frac{0,056}{F^2} . \quad (4)$$

Используя данные о прорывах моренно-ледниковых озер северного склона Заилийского Ала-Тоо, В.А. Керемкулов и И.Г. Цукерман рассчитали среднее значение \bar{A} : оно равно $5,2 \times 10^{-5} \text{ с}^2/\text{м}^6$.

Прорывной поток воздействует на борта и кровлю канала стока. Характер этого воздействия в основном эрозионно-размывающий, однако к нему добавляется термокарстовый процесс. Если расход прорывного потока превышает некоторое критическое значение, то его воздействие на канал стока может оказаться настолько значительным, что начинается разрушение последнего. В этом случае происходят просадки плотины озера вдоль канала стока, а на гребне плотинной перемычки образуется проран, через который возможен прорыв озера поверхностным путем. При таком варианте расход прорывного потока увеличивается до сотен кубических метров в секунду. Данные по определению расходов возможных прорывных потоков опорожнения некоторых опасных озер приводятся в таблице № 1.

Таблица 1.

№ п	Название озера	Местоположение озера	h_c , м	$h_k=h_n$, м	\bar{A} , $\text{с}^2/\text{м}^6$	n	L, м	β	F , м^2	A_b , $\text{с}^2/\text{с}^6$	Q , $\text{м}^3/\text{с}$
1	Кейды-Кучкач (прорыв 1983 г.)	Бассейн р.Сокулук, Чуйская область	8	94	$5,2 \times 10^{-5}$	1,02	380	$5,6 \times 10^{-4}$	30	$2,1 \times 10^{-4}$	71
2	Кейды-Кучкач (возможный прорыв)	Бассейн р. Сокулук, Чуйская область	30	57	$5,2 \times 10^{-5}$	1,02	430	$1,4 \times 10^{-4}$	20	$4,0 \times 10^{-4}$	62
3	Тез-Тор (прорыв 1953 г.)	Бассейн р. Ала-Арча, Чуйская обл.	7	85	$5,2 \times 10^{-5}$	1,02	470	$2,5 \times 10^{-4}$	15	$2,9 \times 10^{-4}$	62
4	Тез-Тор (прорыв 1988 г.)	То же	11	8	$5,2 \times 10^{-5}$	1,02	120	$2,5 \times 10^{-4}$	15	$8,0 \times 10^{-4}$	54
5	Джарды-Каинды (возможный прорыв)	Бассейн р.Джарды-Каинды, Чуйская область	5,5	44,5	$5,2 \times 10^{-5}$	1,02	275	$1,4 \times 10^{-4}$	20	$3,3 \times 10^{-4}$	58
6	Суюк-Тор (возможный прорыв)	Бассейн р.Аксай, Иссык-Кульская область	10	95	$5,2 \times 10^{-5}$	1,01	670	$2,5 \times 10^{-4}$	15	$3,7 \times 10^{-4}$	54
7	Кашка-Суу (возможный прорыв)	Бассейн р.Ала-Арча, Чуйская область	8	10	$5,2 \times 10^{-5}$	1,02	150	$5,6 \times 10^{-4}$	10	8×10^{-4}	46
8	Джалпак-Тор-1 (прорыв 1969,1976 гг.)	Бассейн р. Чирканак, Таласская область	7	60	$5,2 \times 10^{-5}$	1,16	100	$5,6 \times 10^{-4}$	10	$1,0 \times 10^{-4}$	101

Прорыв озера поверхностным путем не всегда начинается с подземного прорыва и образования прорана в гребне плотинной перемычки. Причины появления прорана разные: 1) просадка участка гребня плотинной перемычки над подземным каналом стока; 2) размыв плотинной перемычки при переливе воды из озера; 3) просадки плотины при землетрясении.

При поверхностном прорыве скорость потока достигает 3-4 $\text{м}^3/\text{сек}$, что усиливает эрозионное воздействия на плотину и приводит к разрушению последней. Большие скорости потоков, широкие и глубокие прораны стока (под эрозионным воздействием прорывного потока прораны углубляются и расширяются, обуславливают формирование мощных прорывных потоков расходом от нескольких сотен до нескольких тысяч кубических метров в секунду).

Для определения расхода поверхностного прорывного потока, в соответствии с «Инструкцией по определению расчетных характеристик дождевых селей ВСМ 03-76» [4], применяется формула, хорошо отражающая модель прорыва завала поверхностным путем:

$$Q_b = K \times B' \times H^{1,5}, \quad (5)$$

где B' – ширина прорана на уровне, равном $2/3$ его глубины H ; K – коэффициент, зависящий от формы живого сечения потока. Для его определения используются, дополнительно к (5), следующие формулы:

$$Q_b = V \times F, \quad (6)$$

где V – скорость прорывного потока, она определяется по формуле И.И. Херхеулидзе [5]:

$$V = 4,83 \times H^{0,5} \times i^{0,25}, \quad (7)$$

F – площадь сечения прорывного потока; если прорывной проран заполнен водой, то F – сечение прорана; H – глубина прорывного прорана или, если проран заполнен не на все сечение, то H – это высота подпертого горизонта воды над днищем прорана, м; i – уклон днища прорана.

При треугольном сечении прорана $K = 3,62 i^{0,25}$, если принять уклон i склонов и днища прорана, равным критическому для рыхлых обломочных отложений под водой ($\alpha = 35^\circ$), тогда $i = \tan \alpha = 0,7$ и $K = 3,31$.

При прямоугольном сечении прорана $K = 4,83 i^{0,25}$, если уклон днища прорана равен критическому $i = 0,7$, то $K = 4,40$.

При трапециевидном сечении прорана в рыхлообломочных отложениях, подстилаемых мерзлыми или скальными грунтами, для достаточно длительного и мощного процесса опорожнения озера

$$K = 4,83 \times i^{0,25} \times \frac{B_b - 1,43H}{B_b - 0,95H}, \quad (8)$$

где B_b – ширина прорана по верху.

Формула (5) используется при просадке днища прорана, когда гребень плотинной перемычки оказывается ниже уровня воды в озере на величину H .

Однако нередко прорыв озера происходит по иной схеме: в результате постепенного подъема уровня воды из озера начинается поверхностный перелив через плотинную перемычку и эрозионный размыв последней.

Образуется промоина, которая в процессе опорожнения углубляется и расширяется. В этом случае расход прорывного потока зависит от размерности грубообломочного материала, слагающего плотину, а также от скорости прорывного потока. Последняя определяется по формуле С.В. Избаша [6]:

$$V = h_{yc} \times \sqrt{2g \times \frac{(\rho_t - \rho_b)}{\rho_b} \times \sqrt{D}}, \quad (9)$$

где h_{yc} – коэффициент устойчивости камня на сдвиг, обычно применяемый равным 0,86-0,9;

ρ_b, ρ_g – плотность воды и твердой фазы;

D – диаметр обломков;

g – ускорение свободного падения, $g = 9,8 \text{ м/сек}^2$.

Для расчета расхода прорывного потока используется хорошо известная формула

$$Q = V \times F, \quad (10)$$

V – определяется по формуле (9); F – площадь сечения прорывной промоины: в начале прорыва она имеет треугольную форму сечения $F = B/2 \times H$.

Под действием эрозии она углубляется и расширяется, при этом увеличиваются величина H – высота подпертого горизонта воды, скорость потока V , растет его расход Q_{\max} .

Как установлено, при перекрытии речных русел дамбами максимальная скорость в проране в процессе выдвигания дамбы наблюдается в момент их смыкания у дна [7].

Таким образом, для определения Q_{\max} , необходимо, в первую очередь, рассчитать значение H_m . Для этого используется формула (7), преобразованная относительно H :

$$H_m = (V/4,83 \times i^{0,25})^2 \quad (11)$$

В формуле (11) скорость потока V определяется по вышеприведенной формуле (9). Таким образом, для расчета прорывного расхода по формуле (10) можно определить все входящие в нее параметры по формулам (7), (9), (11). Однако неизвестной пока остается величина параметра B в формуле $F = B/2 \times H$. Учитывая, что крутизна бортов прорывной промоины критическая, т.е. $i = 0,7$, можно выразить ширину промоины B через H : $B = 2,86H$. Тогда $F = 1,43H^2$, а формула (10) принимает следующий вид:

$$Q = V \times 1,43 H^2 = 6,91 \times H^{2,5} \times i^{0,25} \quad (12)$$

Примеры определения расходов прорывных потоков некоторых горных озер приводятся в таблице 2.

Таблица 2. Расчеты расходов прорывных потоков при опорожнении озер поверхностным путем

№ пп	Название озера	Местоположение	Параметры прорывного потока				Расход потока Q , в м ³ /сек
			K	H , м	B , м	i	
А. Просадка плотинной перемычки							
1	Жалпак-Тор-2 (возможен прорыв)	Бассейн р. Чирканак, Таласская область	3,29	3	6	-	103
2	Чоктал –1 (возможен прорыв)	Бассейн р. Чоктал, Иссык-Кульская область	3,29	5	10	-	368
3	Чоктал-2 (возможен прорыв)	Бассейн р. Чоктал, Иссык-Кульская область	3,29	2	4	-	37
4	Туюк-2 (возможен прорыв)	Бассейн р. Тон, Иссык-Кульская область	3,29	4	7,6	-	201
5	Чоктал-1 (прорыв 1978 г.)	Бассейн р. Чоктал, Иссык-Кульская область	3,29	1,3	5	-	24 (в селе Чоктал-25)
Б. Эрозионный размыв плотинной перемычки							
1	Сокулук (завальное озеро в случае прорыва оз. Кейды-Кучкач)	Бассейн р. Сокулук, Чуйская область	-	11,5	-	0,7	2262
2	Сокулук (прорыв 1983 г.)	Бассейн р. Сокулук, Чуйская область	-	4,0	-	0,29	162 (возле села Сокулук-140)
3	Кольтор (возможен прорыв)	Бассейн р. Кегеты, Чуйская область	-	4,0	-	0,36	170
4	Ак-Кель (возможен прорыв)	Бассейн р. Мин-Куш, Нарынская область	-	10	-	0,7	1990
5	Ат-Джойлоо (возможен прорыв)	Бассейн р. Кегеты, Чуйская область	-	2	-	0,7	36

Выводы

1. Многообразие моделей прорывов горных озер сводится к следующим двум механизмам прорыва: а) подземный прорыв озера; б) поверхностный прорыв.

2. Для прорыва озера поверхностным путем необходимо образование прорана в гребне плотинной перемычки. Причины появления прорана разные: а) просадка участка

гребня плотинной перемычки над подземным каналом стока; б) размыв плотинной перемычки при переливе воды из озера; в) просадки плотины при землетрясении.

3. Прорывной поток при подземном эрозионно-размывающем и/или термокарстовом механизме разрушения плотины горного озера воздействует на борта и кровлю канала стока. В этом случае просадки плотины озера вдоль канала стока на гребне плотинной перемычки образуется проран, через который возможен прорыв озера поверхностным путем, где расход прорывного потока увеличивается до сотен кубических метров в секунду.

ЛИТЕРАТУРА

1. Селеопасные районы СССР / Под ред. С.М. Флейшмана и В.Ф. Перова. М.: Изд-во МГУ. 1976. 293 с.
2. Безопасность и контроль гляциальных селей в Казахстане. Алматы: Ғылым. 1998. 101 с.
3. Керемкулов В.А., Цукерман И.Г. Модель опорожнения моренного озера через грот. М.: Гидрометеоиздат. 1985. С. 59-70.
4. Инструкции по определению расчетных характеристик дождевых селей ВСМ 03-76 / Под редакцией А.И. Чеботарева, И.И. Херхеулидзе и Б.И. Серник. Л.: Гидрометеоиздат. 1976. 27 с.
5. Херхеулидзе И.И. Скорости течения и русловые характеристики селевых потоков // Тр. Зак НИГМИ. 1972. Вып. 40 (46).
6. Избаш С.В. Гидравлика в производстве работ. М.: Стройиздат. 1949.
7. Справочник по гидравлическим расчетам. М.: Энергия. 1972. С. 312.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Бассейны оз. Иссык-Куль и рек Чу, Талас, Тарим. Т. 14. Вып. 2. Л.: Гидрометеоиздат. 1973. 308 с.
9. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Озера Средней Азии / Под ред. Иванова Ю.Н. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 105 с.

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ТРЕНДЫ В ВАРИАЦИЯХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЗЕМНЫХ СУТОК И ГЛОБАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

Кайраткызы Д., Андреев А.

тел.: (727) 380-37-08; e-mail: kairatkyzy.dina@mail.ru, alexey.andreyev@rambler.ru

Институт ионосферы, Национальный центр космических исследований и технологий,
г. Алматы, Казахстан

Введение. В течение последних 50 лет активно обсуждается вопрос о возможном влиянии вариаций солнечной активности на сейсмическую активность Земли [1-6 и ссылки в тексте]. Наличие такой связи демонстрирует, например, рис. 1 из работы [6]: долговременные тренды в среднегодовом числе солнечных пятен и годовом количестве происходящих на планете землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$ находятся в противофазе. Среднегодовое число солнечных пятен уменьшалось от 1973 г. к 2011 г., а количество землетрясений увеличивалось.

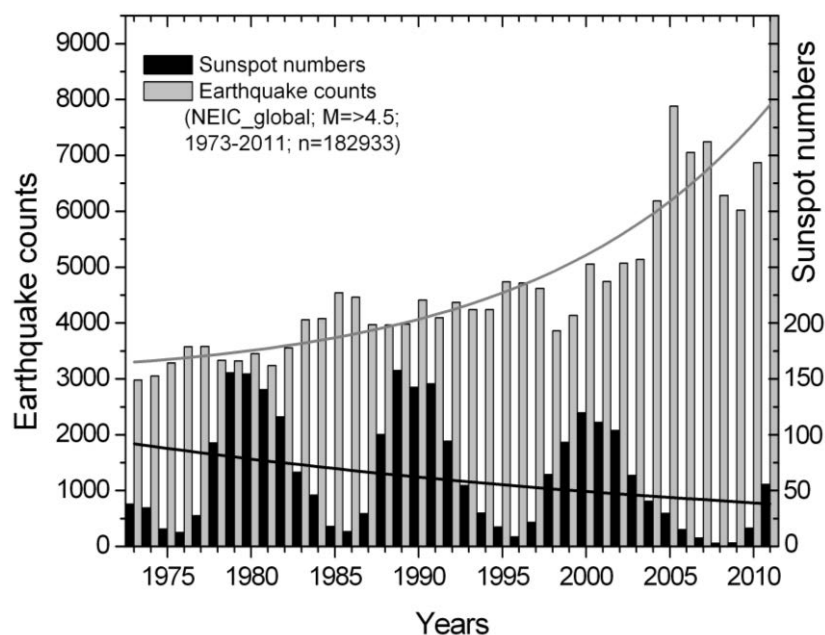


Рис. 1. Среднегодовые числа солнечных пятен за 1973-2011 гг. (черные колонки) и годовое число землетрясений с $M \geq 4.5$ (серые колонки); черные и серые кривые - долговременные экспоненциальные тренды [6].

В качестве претендентов на физический механизм солнечно-литосферных связей в настоящее время рассматривают:

- мюоны космических лучей, которые могут проникать в земную кору на глубину как минимум десять километров и в напряженной сейсмической среде генерировать ядерный электромагнитный каскад, энергия которого может быть триггером землетрясения, если напряжение в среде достигло критического уровня, при котором может произойти разрушение породы [7];

- геомагнитные бури [8], а именно, высокочастотные колебания геомагнитного поля во время главной фазы бури могут генерировать значительные индукционные токи, электрическая энергия которых в земной коре может преобразовываться в механическую энергию [9] и создавать дополнительное напряжение в горной породе.

Однако, наряду с этими претендентами, нельзя не принимать во внимание результаты многочисленных работ, например [10], где показано, что активизация сейсмического процесса может быть обусловлена вариациями угловой скорости вращения Земли. В этой связи представляется целесообразным сопоставить вариации солнечной и сейсмической активности с вариациями угловой скорости вращения Земли (длительностью земных суток), что и сделано в этой работе.

Данные. Для исследования использованы данные о продолжительности земных суток (Length Of Day) с 1973 по 2014 гг., измеренные Международной службой вращения Земли (<http://www.iers.org/IERS/EN/DataProducts/data.html>). На рис. 2a представлены отклонения длительности земных суток от эталонного значения, равного 86400 с, а на рис. 2b приведена ошибка измерений. Видно, что ошибка в значениях (Delta_LOD) существенно уменьшилась в 80-ые годы 20 века после введения в работу GPS-технологии.

Результаты. На рис. 3a представлены ежедневные числа солнечных пятен за 1973-2014 гг., доступные на сайте: <http://www.sidc.be/silso/datafiles>, а на рис. 3b приведены ежедневные значения параметра Delta_LOD за тот же период времени. Жирные черные линии демонстрируют долговременные линейные тренды в исходных данных. Видно, что долговременные тренды для анализируемых данных находятся в фазе. Число солнечных пятен в среднем уменьшалось от 1973 г. к 2014 г., и также уменьшалась длительность земных суток, то есть увеличивалась угловая скорость вращения Земли.

Как сказано, например, в работе [11], на скорость суточного вращения Земли оказывают заметное влияние лунно-солнечные приливы. Из-за суточного вращения Земля имеет форму эллипсоида вращения со сжатием $1/298$. Приливообразующая сила растягивает Землю вдоль прямой, соединяющей ее центр с центром возмущающего тела, при этом ее сжатие увеличивается, когда ось растяжения совпадает с плоскостью экватора, и уменьшается, когда ось растяжения отклоняется к тропикам. Момент инерции сжатой Земли больше, чем недеформированной, а поскольку момент импульса Земли (т.е. произведение ее момента инерции на угловую скорость) должен оставаться постоянным, то угловая скорость вращения сжатой Земли меньше, чем недеформированной.

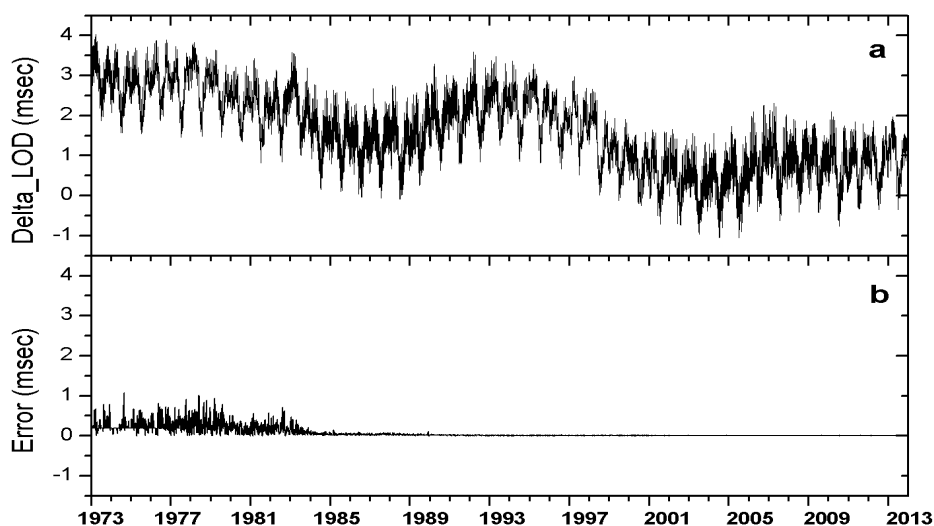


Рис. 2. Вариации отклонения продолжительности земных суток от эталонного значения 86400 с за период с 1973 по 2014 гг.

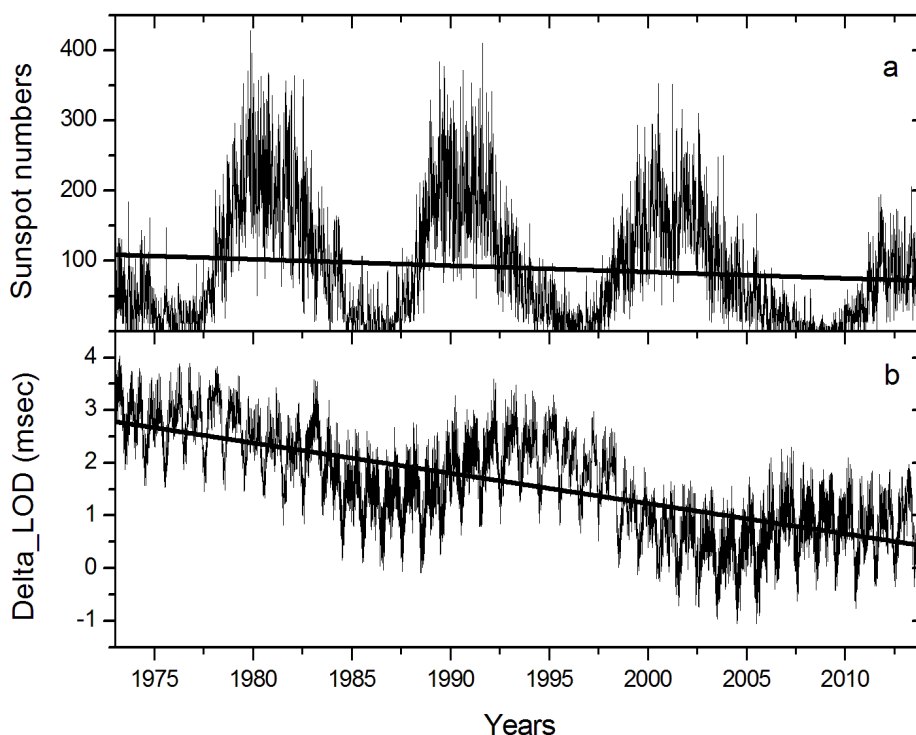


Рис. 3. Вариации среднесуточных значений числа солнечных пятен (а) и продолжительности земных суток (б) в 1973–2014 гг.

С учетом изложенного можно заключить, что на временном интервале 1973-2014 гг., когда в среднем происходило увеличение угловой скорости вращения Земли (уменьшение продолжительности земных суток, рис. 3), деформация планеты уменьшалась - ее форма стремилась к более шарообразной.

На рис. 4 показан амплитудный спектр вариаций длительности земных суток, вычисленный как Фурье-преобразование корреляционной функции. В спектре четко выделяются приливные гармоники в соответствии с [11]: годовая (365,3 суток), полугодовая (182,5 суток), 27-дневная (27.5 суток), 13-дневная (13.6 суток) и 9-дневная (9.1 суток).

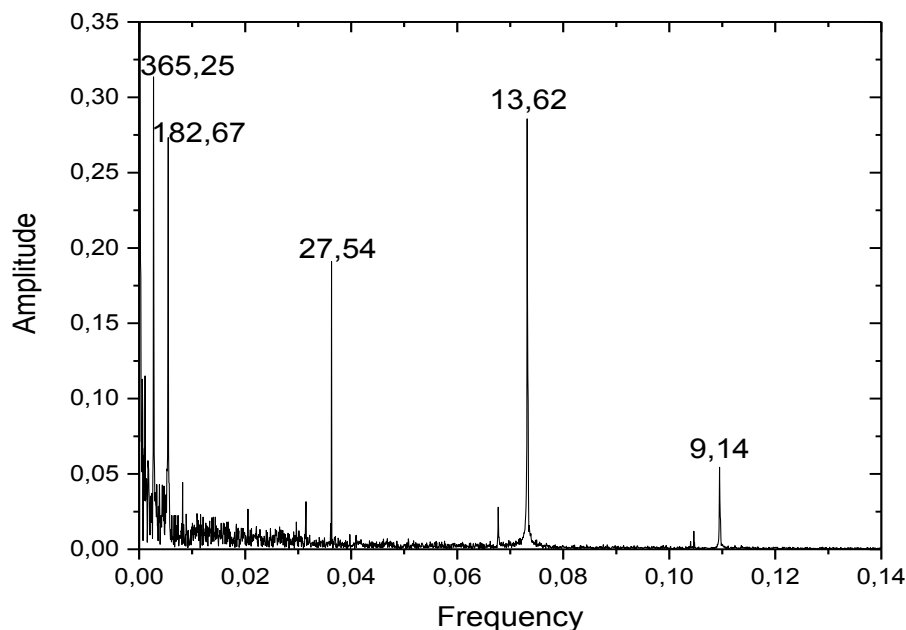


Рис. 4. Амплитудный спектр продолжительности земных суток по данным 1973- 2014 гг.

Как сказано в [11], колебания продолжительности земных суток (угловой скорости вращения) с полугодовым и годовым периодами обусловлены солнечными приливами из-за вариаций склонения и геоцентрического расстояния Солнца. За счет лунных приливов продолжительность земных суток (угловая скорость вращения) изменяется внутри сидерического месяца (27,3 суток). В течение этого периода времени Луна перемещается из своего крайнего положения в Северном полушарии, когда её положительное склонение максимально, к минимальному отрицательному склонению в Южном полушарии и затем снова возвращается в Северное полушарие к максимальному склонению. При этом скорость вращения Земли испытывает два полумесячных колебания с максимумами при максимальном удалении Луны от экватора Земли как в Северное, так и в Южное полушарие, и минимумами при пересечении Луной экватора.

Заключение. Для временного отрезка продолжительностью 42 года (1973 - 2014 гг.) проанализированы вариации солнечной активности, продолжительности земных суток и глобальной сейсмической активности Земли и выделены их долговременные тренды. Показано, что долговременному повышению глобальной сейсмической активности Земли от 1973 к 2014 гг. сопутствовали долговременное понижение уровня солнечной активности, долговременное увеличение угловой скорости вращения Земли (уменьшение продолжительности земных суток) и, следовательно, долговременное уменьшение деформации планеты. Методом спектрального анализа выделены приливные гармоники в вариациях продолжительности земных суток: годовая (365,3), полугодовая (182,5), 27-дневная (27.5), 13-дневная (13.6) и 9-дневная (9.1). Изучение долговременных вариаций амплитуд выделенных гармоник будет предметом наших дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Simpson, J. F. Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1967. № 3. P. 417–425.
2. Сытинский А.Д. О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли // *ДАН СССР.* 1973. Т. 208. № 5. С. 1078-1081.
3. Zhang, Gui-Qing. Relationship between global seismicity and solar activities // *Acta Seismologica Sinica.* 1998. V. 11. Issue 4. P. 495-500.
4. Shestopalov I.P., Kharin E.P. Secular variations of solar activity and seismicity of the earth // *Geophysical Journal,* 2006. V. 28. N. 4. P. 59-70.
5. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. Солнечные вспышки, вариации уровня сейсмического шума и сейсмический режим Северного Тянь-Шаня // *Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания / Под ред. В.В. Адушкина и Г.Г. Кочаряна. М. 2010. С. 326-334.*
6. Хачикян Г.Я., Садыкова А.Б., Джанабилова С. Связь частоты повторяемости землетрясений и сейсмической энергии Земли с вариациями солнечной активности // *Журнал-приложение международного журнала «Высшая школа Казахстана». Поиск-Izdenis.* 2014. № 2. С. 55-61.
7. Tsarev and Chechin. The first results of observations of acoustic signals generated by cosmic ray muons in a seismically stressed medium. 1988. Preprint № 179. Physical Institute after Lebedev. Moscow.
8. Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // *Физика Земли.* 2001. № 11. С. 62–72.
9. Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука. 1980. 215 с.
10. Горькавый Н.Н., Трапезников Ю.А., Фридман А.М. О глобальной составляющей сейсмического процесса и ее связи с наблюдаемыми особенностями вращения Земли. *ДАН.* 1994. Т. 338. № 4. С. 525-527.
11. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометеиздат. 2002. 366 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИЧИН ПОЯВЛЕНИЯ “СТРУКТУРНЫХ” ПОМЕХ В ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ С ШУМОПОДОБНЫМИ СИГНАЛАМИ

Копылов Е.Ю.

тел.: (0556) 256512; e-mail: kopylov_slavic_university@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Кыргызская Республика

В 2014 году были проведены первые лабораторные и полевые эксперименты на изготовленном в ИС РАН геоэлектроразведочном измерительном комплексе с шумоподобными сигналами (ЭРК ШПС) [1]. В процессе проведения экспериментальных работ были выявлены так называемые “структурные” помехи, появляющиеся в выходных сигналах после корреляционной обработки зарегистрированных шумоподобных сигналов. Эти помехи представляют собой импульсы достаточно малой амплитуды экспоненциальной формы распределенные по времени на всем интервале кривой становления поля, получаемой в результате обработки. Отличительной особенностью этих помех является то, что их параметры (длительность, амплитуда, временные соотношения) не зависят от числа накапливаемых периодически повторяемых взаимно-корреляционных функций (ВКФ), получаемых в результате корреляционной обработки зарегистрированных сигналов.

Замечено, что уровень “структурных” помех зависит от формы и параметров самого регистрируемого сигнала, т.е. природа этих помех связана со структурой сигналов, отсюда их название. Наличие “структурных” помех снижает соотношение сигнал/шум на выходе измерительной системы, особенно на больших временах становления поля, где уровень полезного сигнала становится очень низким. Это обстоятельство ограничивает преимущества использования шумоподобных сигналов (ШПС) в геоэлектроразведочной аппаратуре. Выявление источников “структурных” помех и нахождения способа их устранения или, по крайней мере, снижения их уровня до приемлемых значений становится первостепенной задачей.

В представленной работе анализируются две возможные причины возникновения “структурных” помех.

На физических моделях сигналов, генерируемых специализированным имитатором [2], проверялись две возможные причины появления “структурных” помех: 1) динамическая погрешность, всегда присутствующая в измерительной системе, в частности, за счет работы схемы аналого-цифрового преобразователя (АЦП); 2) нелинейность характеристик передачи и преобразования сигналов в отдельных элементах измерительной системы, включая генераторную установку, исследуемую среду и приемный измерительный тракт.

1. Исследование динамической погрешности работы АЦП, как причины появления “структурных” помех. Гипотеза о динамической погрешности АЦП, как возможной причине появления “структурных помех”, возникла в связи с тем, что любой АЦП, как правило, в своем составе имеет устройство выборки и хранения (УВХ), обеспечивающее запоминание уровня входного сигнала и сохранение его неизменным в течение интервала времени, необходимого для преобразования его в цифровую форму. При этом запоминание входного сигнала осуществляется с погрешностью, величина которой зависит от скорости изменения сигнала в момент его выборки. Чем больше скорость изменения сигнала, тем больше погрешность запомненного отсчета.

На рисунке 1 показаны функциональная схема и временная диаграмма работы УВХ, встроенного в микросхему AD676, используемую в измерительном комплексе ЭРК ШПС в качестве аналого-цифрового преобразователя. Схема и временная диаграмма работы УВХ получены в результате анализа описания работы микросхемы АЦП, предоставляемого фирмой Analog Devices - изготовителем данной микросхемы. Запоминание напряжения входного сигнала происходит на конденсаторе емкостью $C1 \approx 50$ пФ в течение времени выборки $\tau_S \approx 2$ мкс (фиксировано и определено схемой управления работой АЦП). Время выборки разбивается на два интервала $\tau_S = \tau_{S1} + \tau_{S2}$; $\tau_{S1} \approx 0,2 \div 0,4$ мкс; $\tau_{S2} \approx 1,6 \div 1,8$ мкс.

Величина отношения $\tau_{S1}/\tau_1 = (0,2 \div 0,4)10^{-6} / (15 \div 50) \cdot 10^{-9} = 4 \div 26,7$, получаемая при этом, свидетельствует о том, что погрешность отслеживания входного сигнала к концу временного

интервала τ_{S1} не превысит значения $e^{-\frac{\tau_{S1}}{\tau_1}} = e^{-4} \approx 0,02$ от максимально возможной величины изменения сигнала, которая может достигать значения $2^{N-1} = 2^{15} = 32768$ единиц АЦП, соответствующего половине шкалы используемого 16-ти разрядного АЦП. В этом случае, можно считать, что поступающий на вход АЦП сигнал отслеживается напряжением на конденсаторе УВХ с точностью, составляющей по абсолютной величине $32768 \cdot 0,02 \approx 655$ ед. АЦП, что является явно недостаточным для обеспечения высокой точности преобразования аналогового сигнала в цифровой. Следует также заметить, что величина погрешности отслеживания может значительно превысить указанную выше величину, если в течение τ_{S1} сигнал будет резко изменяться с высокой скоростью, особенно к концу временного интервала τ_{S1} . Такая ситуация маловероятна т. к. спектр поступающих на вход АЦП сигналов ограничивается с помощью специальных, так называемых “анти-алиасиговых” фильтров (english – anti-aliasing filters), обеспечивающих необходимое подавление всех спектральных составляющих в сигнале, лежащих выше частоты Найквиста $f_H = 1/T_S$ и снижающих скорость изменения сигнала во времени.

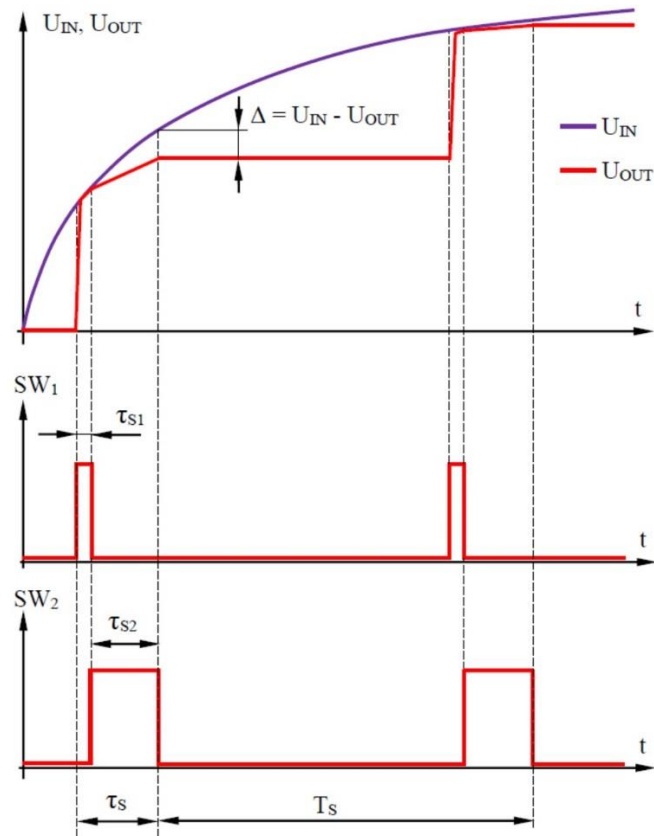
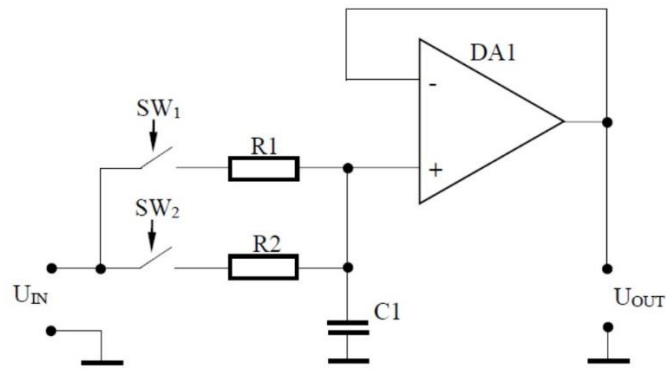


Рис. 1. Функциональная схема и временная диаграмма работы УВХ:
 τ_S – длительность выборки; T_S – период повторения импульсов выборки; SW_1, SW_2 – управляющие сигналы; Δ – погрешность выборки.

По окончании τ_{S1} ключ SW_1 размыкается, а SW_2 замыкается на длительность τ_{S2} . При этом конденсатор $C1$ подключается к входному сигналу через резистор $R2$ сопротивлением 20 кОм, а напряжение на нем продолжает отслеживать уровень входного сигнала, но уже более медленно, с постоянной времени $\tau_2 = R2 \cdot C1 = 2 \cdot 10^4 \cdot 50 \cdot 10^{-12} = 1 \cdot 10^{-6}$ сек = 1 мкс. Это сделано для того, чтобы минимизировать погрешность выборки сигнала и снизить влияние коротких импульсных помех, возникающих от работы цифровых схем и проникающих в измерительный канал через “паразитные” цепи, минуя “анти-алиасинговый” фильтр. Разница между уровнем входного сигнала к концу интервала τ_{S2} и величиной напряжения на конденсаторе $C1$ в этот же момент времени будет определять погрешность выборки сигнала $\Delta = U_{IN} - U_{OUT}$. Эта погрешность будет тем больше, чем больше скорость изменения входного сигнала в течение интервала τ_{S2} . Это хорошо видно на рисунке 1, где входной сигнал, представляющий собой экспоненциальную функцию времени, скорость изменения которой падает с течением времени и, как следствие, с течением времени уменьшается

погрешность выборки сигнала. После выборки отчеты сигнала становятся не точными, причем величина этой неточности тем больше чем больше скорость изменения сигнала. Таким образом, можно говорить о динамических искажениях сигнала, преобразуемого в цифровую форму, и это может быть причиной появления “структурных” помех после корреляционной обработки сигналов. При этом есть основание предполагать, что амплитуда импульсов “структурной” помехи будет тем больше, чем больше величина погрешности выборки сигнала. Для проверки этого предположения был поставлен лабораторный эксперимент на измерительном комплексе ЭРК ШПС с применением имитатора сигналов. В процессе проведения эксперимента необходимо было измерять уровень “структурных” при различных длительностях выборки τ_s и постоянных времени схемы τ , моделирующей исследуемую среду. При этом должны были оставаться фиксированными тип и параметры зондирующего сигнала, такие как разрядность, длительность и количество периодов повторения шумоподобной М-последовательности, а также амплитуда импульсов в ней. Так как созданная аппаратура не позволяет оперативно изменять τ_s (для получения минимальной погрешности преобразования при максимальной частоте преобразования, согласно паспортным данным на микросхему AD676, было установлено минимально возможное значение $\tau_s = 2$ мкс), то было принято решение регулировать отношение T_s/τ_s путем изменения частоты дискретизации сигнала $f_s = 1/T_s$ и синхронно с этим пропорционально изменять постоянную времени схемы, моделирующей исследуемую среду (земную кору), для того, чтобы амплитуда и форма регистрируемого сигнала оставались неизменными. Таким образом, изменяется масштаб времени для сигнала без изменения его формы и амплитуды и тем самым обеспечивается регулировка скорости изменения сигнала в течение фиксированного интервала τ_s , что, с точки зрения погрешности выборки, эквивалентно изменению длительности τ_s при фиксированном периоде дискретизации T_s . На рисунке 2 в графическом виде представлены результаты проведенных экспериментов. Показаны графики зависимости амплитуды “структурных” помех A_{Π} и соотношения сигнал/помеха A_C/A_{Π} (A_C - максимальное значение пика сигнала после корреляционной обработки и накопления) от отношения T_s/τ_s при различных соотношениях $T_{\min}/\tau = 2,0; 1,0; 0,5$ и $T_{\min}/T_s = n = 1; 2; 4; 8$. Анализ графиков, показанных на рисунке 2, приводит к следующим результатам:

- 1) амплитуда “структурных” помех уменьшается, а отношение сигнал-помеха A_C/A_{Π} увеличивается при повышении соотношения T_s/τ_s ;
- 2) ширина диапазонов изменения амплитуды помех и отношения сигнал/помеха при фиксированной величине отношения T_{\min}/τ и изменении T_s/τ_s с повышением $n = T_{\min}/T_s$ уменьшаются;
- 3) увеличение постоянной времени цепи, имитирующей земную кору, приводит к уменьшению соотношения сигнал/помеха.

При условии, что основным источником “структурных” помех является динамическая погрешность УВХ, и ее уменьшение ведет к повышению соотношения T_s/τ_s , то первый результат согласуется с исходной предпосылкой. Однако два других вывода, полученных при анализе графиков, к сожалению, вступают в противоречие с данным предположением. В частности, увеличение числа отсчетов ($n = T_{\min}/T_s$), укладываемых в минимальной длительности импульсов в М-последовательности при сохранении неизменными соотношения T_s/τ_s , т.е. периода дискретизации сигналов, приводит к увеличению числа суммируемых произведений отсчетов сигналов (опорного и зарегистрированного) при их корреляционной обработке. При этом каждый отсчет регистрируется с погрешностью, причем среди этих погрешностей всегда имеется максимальная, регистрируемая на первой выборке в интервале T_{\min} , где скорость изменения сигнала всегда наибольшая. Поэтому следует ожидать увеличения амплитуды структурных помех при повышении (n) и диапазона их изменения, что прямо противоположно результату, сформулированному в вышеуказанном пункте 2.

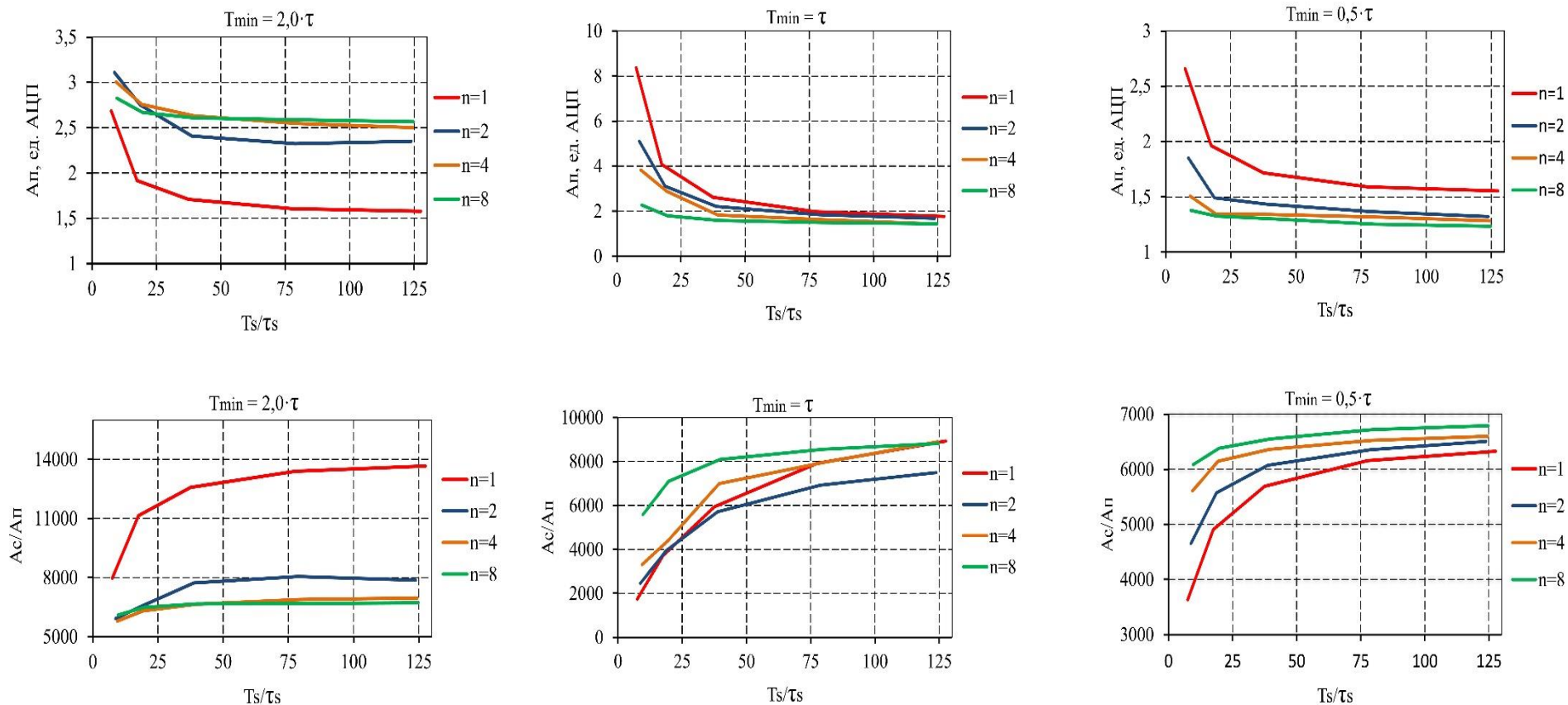


Рис. 2. Графики зависимости амплитуды “структурной” помехи и соотношения сигнал – структурная помеха от отношения T_s/τ_s , полученные в лабораторных экспериментах с измерительным комплексом ЭРК ШПС:

A_c – амплитуда корреляционного пика сигнала после обработки; A_{Π} – амплитуда “структурной” помехи; T_s – период дискретизации сигналов; τ_s – длительность импульса выборки сигнала в УВХ; τ – постоянная времени цепи, имитирующей сигнал, регистрируемый на поверхности земной коры; T_{\min} – минимальная длительность импульсов в зондирующей, периодически повторяемой биполярной М-последовательности разрядностью $N=11$, с числом повторения $K = 100$; $n = T_{\min}/T_s$ – число отсчетов регистрируемого сигнала на длительности T_{\min} .

Аналогично, увеличение постоянной времени цепи τ , имитирующей исследуемую среду, уменьшает величину динамической погрешности УВХ, что должно приводить к снижению ожидаемого уровня “структурных помех”, а результат лабораторных экспериментов, указанный в пункте 3, свидетельствует об обратном.

На основании изложенного можно сделать вывод, что динамическая погрешность УВХ не является основной причиной появления “структурных” помех. Структурные помехи в большей степени определяются другими факторами. Для более достоверного подтверждения этого факта необходимо проведение математического моделирования работы УВХ, которое позволит убедиться в том, что динамические искажения сигнала, возникающие при работе УВХ, не являются источником “структурных помех” при отсутствии других предполагаемых источников, таких как нелинейность измерительного тракта и пролезающие в него импульсные помехи от работы цифровой части схемы или зондирующей установки (ГЗС). Обеспечить это в лабораторном эксперименте с имитатором сигналов не представляется возможным, т.к. невозможно полностью исключить помехи, проникающие в измерительный тракт от работы цифровых схем.

2. Исследование нелинейности измерительного тракта как причины появления “структурных” помех. В лабораторных экспериментах с ЭРК ШПС и имитатором сигналов также была сделана попытка выявить взаимосвязь нелинейности характеристики передачи приемного тракта ЭРК ШПС с появлением “структурных” помех. Известно, что нелинейные эффекты в измерительном тракте могут проявляться в аналоговых усилительных схемах, особенно в выходных каскадах этих схем, где уровни сигналов могут изменяться в широком динамическом диапазоне. Такие схемы обладают нелинейностями типа “зона нечувствительности”. Как правило, такие нелинейные эффекты проявляются при малых значениях сигналов на выходе в районе нулевого уровня. Такой тип нелинейности характерен для выходных двухтактных каскадов усилительных схем, в частности, для применяемых в ЭРК ШПС микросхем операционных усилителей (ОУ), выходные двухтактные каскады усиления которых работают в режиме АВ, для которого коэффициент передачи при малых уровнях сигналов на выходе по сравнению с линейным режимом работы (режим А) падает. Другой вид нелинейности для таких схем проявляет себя при больших уровнях сигналов - так называемые “зоны ограничения” уровня выходного сигнала. При этом также снижается динамический коэффициент передачи схемы практически до нулевого уровня для сигналов, превышающих уровень ограничения. Для применяемых в измерительном канале ЭРК ШПС микросхем ОУ уровни ограничения сигналов на выходе, как правило, на 1 – 2 вольта ниже напряжений источников постоянного тока, используемых для питания этих микросхем.

Для исследования взаимосвязи “структурных” помех с описанными выше видами нелинейностей, характерных для аналоговой части измерительного тракта, была разработана методика и проведен лабораторный эксперимент на ЭРК ШПС с использованием имитатора сигналов. Эксперимент основывался на том, что нелинейности измерительного тракта имеют ярко выраженную зонную структуру. На вход блока усиления и фильтрации сигналов (БУФС) [1] измерительного комплекса ЭРК ШПС подавались шумоподобные сигналы, моделирующие зондирующие сигналы, прошедшие через исследуемую среду (земную кору). Формирование таких сигналов осуществлялось имитатором с помощью цифровых управляющих сигналов, поступающих от блока управления и регистрации (БУРС) [1] измерительного комплекса. Далее осуществлялась многократная регистрация выходных сигналов БУФС при различных амплитудах (размахе) и последующая их цифровая обработка. Величина постоянной времени цепи, моделирующей в имитаторе сигналов исследуемую среду, устанавливалась в два раза превышающей длительность минимального импульса, формируемой в имитаторе шумоподобной М-последовательности. Такой выбор параметра модели земной коры был обоснован тем, что отсчеты регистрируемого измерительным комплексом сигнала должны были попадать с равной вероятностью во все точки динамического диапазона измерительного канала. Предполагалось выявить

зависимость соотношение сигнал/”структурная” помеха от вида нелинейности измерительного тракта. В частности, при уменьшении амплитуды (размаха) регистрируемых сигналов от максимально возможного значения (двойная шкала АЦП) до достаточно малых значений следует ожидать вначале возрастание соотношения сигнал/”структурная” помеха, затем его стабилизацию на определенном уровне или плавное уменьшение и далее более резкий спад. Ожидаемое начальное увеличение соотношения сигнал/”структурная” помеха обусловлено тем, что по мере уменьшения размаха сигнала диапазон его изменения все в большей степени будет выходить из зон ”ограничения”, и влияние их на амплитуду помехи будет снижаться, т.е. соотношение сигнал/”структурная” помеха должно увеличиваться. По мере приближения размаха сигнала к ширине так называемой ”зоны нечувствительности” доля ее влияния в диапазоне изменения сигнала будет возрастать, поэтому следует ожидать снижения соотношения сигнал/”структурная” помеха, особенно быстрого, когда размах сигнала становится соизмеримым с шириной ”мертвой зоны”.

Результаты проведенного эксперимента представлены в графическом виде на рисунке 3. В процессе проведения эксперимента в имитаторе сигналов формировался модельный сигнал становления поля, получаемый как реакция на подачу зондирующего сигнала в виде периодически повторяемых биполярных шумоподобных М-последовательностей с параметрами: разрядность М-последовательности – $N = 11$; минимальная длительность импульсов в М-последовательности – $T_{\min} = 8/f_d \approx 146,5$ мкс ($f_d = 54613,33$ Гц – частота дискретизации регистрируемых сигналов); длительность регистрации – 1 минута; постоянная времени модели земной коры – $\tau = 2 \cdot T_{\min} \approx 300$ мкс. Амплитуда шумоподобного сигнала, формируемого имитатором сигналов и подаваемого на вход БУРС, регулировалась таким образом, чтобы амплитуда входного сигнала, поступающего на вход микросхемы АЦП через буферный усилитель с коэффициентом усиления $K_{бу} = 2,26$, изменялась в пределах от 5% до 95% от шкалы АЦП ($S_{ADC} = 10$ В) с шагом в 5%.

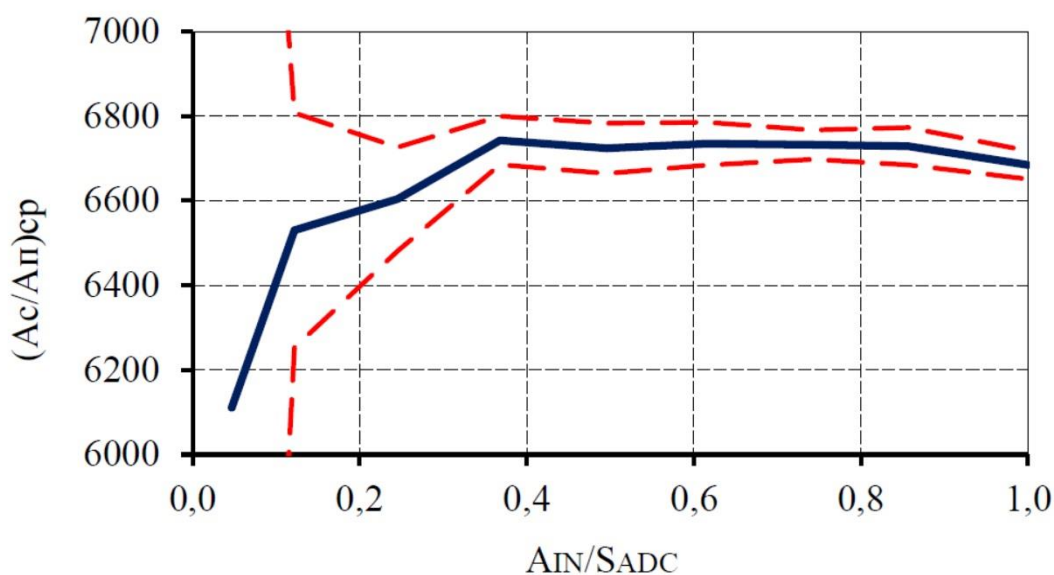


Рис. 3. График зависимости среднего значения соотношения сигнал/”структурная” помеха $(A_c/A_p)_{ср}$ от отношения амплитуды первичных шумоподобных сигналов (A_{IN}) к шкале АЦП (S_{ADC}), построенный по данным лабораторных экспериментов с измерительным комплексом ЭРК ШПС и имитатором сигналов. Красные пунктирные линии – зона доверительного интервала при вероятности 0,8.

Для повышения точности измерений и оценки статистической достоверности получаемых данных, график зависимости, представленный на рисунке 3, строился по средним значениям, полученным в результате многократных (десятикратных) измерений отношения A_c/A_p в каждой точке диапазона изменения A_{IN}/S_{ADC} . Оценивалось также среднеквадратичное отклонение полученных данных (σ) в каждой точке. На графике

красными пунктирными линиями показан доверительный интервал для полученных данных шириной $\pm 2\sigma$, обеспечивающий значение доверительной вероятности выполненных измерений не хуже 0,8.

Поведение графика, представленного на рисунке 3, практически совпадает с предсказанным выше, т.е. по мере уменьшения амплитуды подаваемого сигнала вначале ожидалось повышение соотношения сигнал/“структурная” помеха, затем – некоторая стабилизация его, и при приближении размаха (двойной амплитуды) входного сигнала к ширине предполагаемой зоны нечувствительности характеристики «выход-вход измерительного канала» – резкое снижение соотношения сигнал/“структурная” помеха. Таким образом, можно предположить, что описанные выше наиболее характерные и вероятные нелинейности (зона ограничения и зона нечувствительности) измерительного канала приводят к появлению “структурных” помех, появляющихся после корреляционной обработки сигналов, зарегистрированных измерительным комплексом ЭРК ШПС.

Выводы. По результатам проведения лабораторных экспериментов с измерительным комплексом ЭРК ШПС были сделаны следующие выводы:

1. Динамическая погрешность УВХ не является причиной появления “структурных” помех. Работа УВХ искажает только частотный спектр сигналов, не нарушая линейности их преобразования.

2. Нелинейность характеристики передачи измерительного тракта может быть причиной появления “структурных” помех.

3. Для получения более достоверной информации о влиянии динамической погрешности УВХ и нелинейности измерительного тракта на появление “структурных” помех, возможно, потребуются дальнейшее математическое моделирование, которое позволит сделать количественную оценку этого влияния.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 2. С. 5-19.
2. Копылов Е.Ю. Имитатор сигналов для электроразведочного измерительного комплекса // Современные техника и технологии в научных исследованиях: материалы докладов VII Международной конференции молодых ученых и студентов. Бишкек: НС РАН. 2015. С. 59-68.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕГИОНА АЛАЙ-КАШГАР (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) С ЦИКЛИЧНОСТЬЮ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Кыдырова Л.Ш., Маханькова В.А.

тел.: 0550862098; e-mail: leishakir12@gmail.com

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызская Республика

В последние годы при средне- и долгосрочных прогнозных построениях значительное внимание уделяется внешним космическим факторам, которые являются пусковыми механизмами начала активизации тектонофизических процессов [1, 2]. По заключению многих исследователей природа внеземных и планетарных триггеров весьма разнообразна. Судя по наблюдаемым гармоникам, происхождение некоторых из них может быть увязано с ротационным режимом Земли, чандлеровскими колебаниями ее оси вращения, орбитальным

положением нашей планеты по отношению к Солнцу в разные месяцы года, приливным влиянием Солнца и Луны и, возможно, с другими космическими причинами.

Механизмы внешних квазипериодических возмущений могут быть весьма различны, но, несмотря на их во многом неясную природу, можно предполагать их реальную регулирующую роль в активизации сейсмических процессов [2]. По [2, 3, 4] большинство крупных сейсмокатастроф с $M_w \geq 8.0$ в различных сейсмоопасных зонах произошли в периоды изменений гравитационных сил, вызванных влиянием Солнца и планет солнечной системы (23-летний ритм, 1911-1932 гг.).

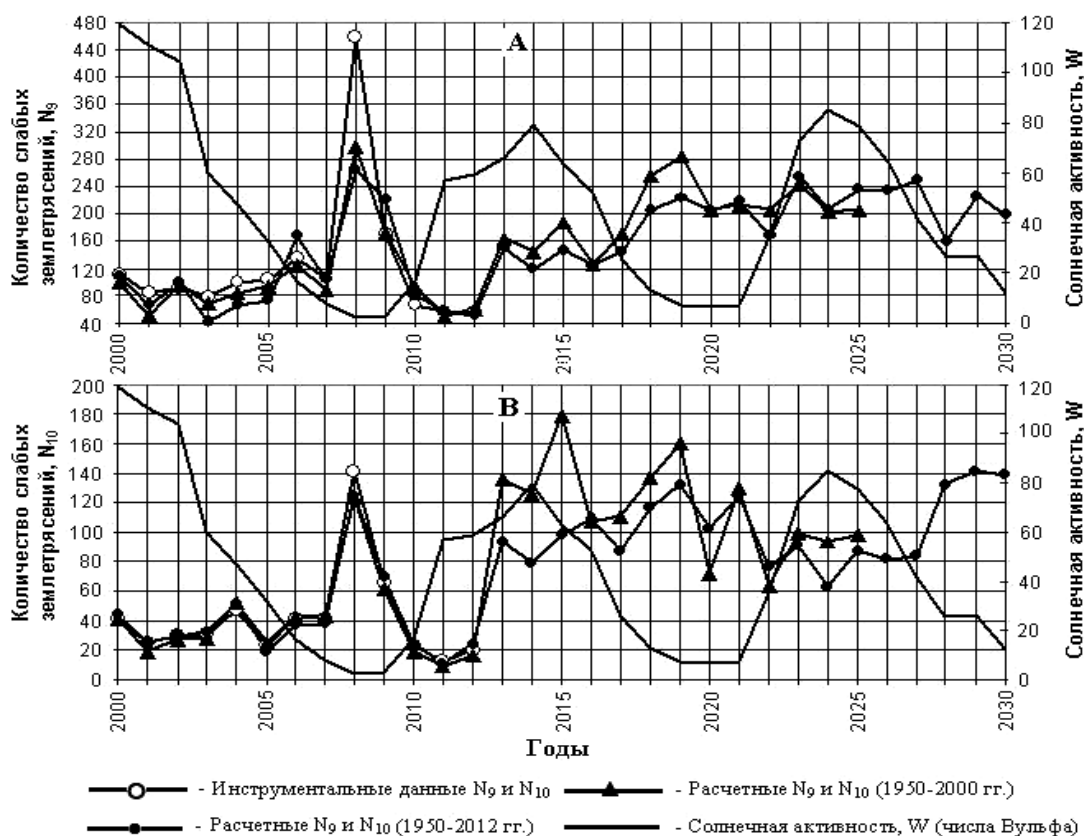


Рис. 1. Сопоставление инструментальных (за 2000-2012 гг.) и расчетных значений суммарного годового количества (N_9 и N_{10}) землетрясений энергетического класса $K_R = 9-10$ региона Алай-Кашгар с солнечной активностью (числа Вульфа, W) с прогнозом до 2030 г.

На основе вышеизложенного нами были рассмотрены ожидаемые изменения сейсмического режима для сегмента Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны – региона Алай-Кашгар ($\varphi = 39^\circ-40^\circ$, $\lambda = 69^\circ-76^\circ$) с прогнозом до 2030 г., а также выполнено сопоставление изменений суммарного годового количества слабых землетрясений с $K_R = 9-10$ (N_9-N_{10}) и максимальных годовых энергетических классов землетрясений (K_m) с солнечной активностью (чисел Вульфа W).

Результаты прогнозных расчетов суммарного годового количества слабых землетрясений с $K_R = 9-10$ (N_9 и N_{10}), выполненные по рядам данных за 1950-2000 гг. с прогнозом до 2025 г. и 1950-2012 гг. с прогнозом до 2030 гг. показаны на рис. 1. Для сравнения колебаний суммарного годового количества слабых землетрясений с изменением солнечной активности (числа Вульфа, W) на этом же рисунке показана кривая ее изменения с прогнозом до 2030 г.

На рис. 1 видно, что в период 2015-2030 гг. возможно увеличение количества слабых толчков (N_9 и N_{10}) для землетрясений: с $K_R = 9.0$ в 2015 г., 2018-2020 гг. (с максимумом в 2019 г.), 2023 г. и 2027 г.; с $K_R = 10.0$ в период с 2015 г. по 2021 г. (с максимумом в 2015 г.,

2019 г. и 2021 г.), затем возможно их уменьшение до 2027 г. и резкое возрастание к 2029 г. Такое возрастание количества слабых землетрясений может являться предвестником сильных и катастрофических сейсмических событий с $K_R = 13.6-15.0.$, как это было при Нура-Алайском землетрясении (05.10.2008 г., $K_R = 16.0$) и других катастрофических землетрясениях.

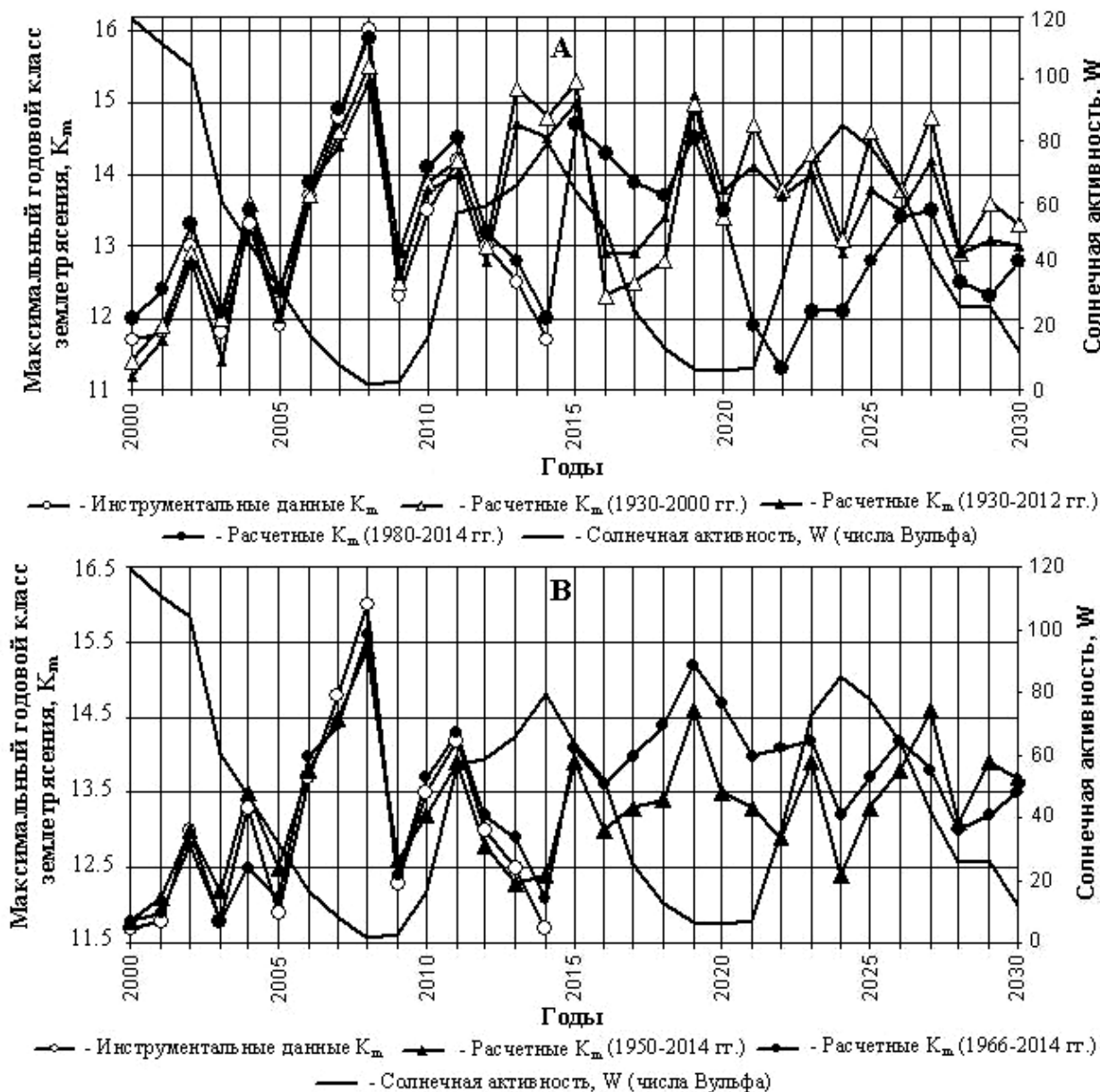


Рис. 2. Сопоставление инструментальных (за 2000-2012 гг.) и расчетных значений максимальных годовых энергетических классов землетрясений K_m по данным различных рядов (А-1930-2000 гг., 1930-2012 гг. и 1980-2014 гг.; В – 1950-2014 гг. и 1966-2014 гг.) региона Алай-Кашгар с солнечной активностью (числа Вульфа, W) с прогнозом до 2030 г.

Сравнительный анализ изменения суммарного годового количества слабых землетрясений (N_9 и N_{10}) показал, что периоды значительного их возрастания приходятся на периоды снижения солнечной активности W (рис. 1), что, согласно законам Перре, указывает на вероятность проявления сильных и катастрофических землетрясений в эти периоды.

Для уточнения предполагаемых периодов повышения уровня сейсмической опасности по данным прогнозных расчетов, приведенных на рис. 1, были рассмотрены временные ряды максимальных годовых энергетических классов землетрясений K_m за 1930-2000 гг., 1930-

2012 гг. и 1980-2014 гг. (рис. 2, А), а также за 1950-2014 гг. и 1966-2014 гг. (рис. 2, В) с прогнозом до 2030 г. в сопоставлении с изменениями солнечной активности W (чисел Вульфа).

Из представленных данных на рис. 2 видно, что периодам повышения солнечной активности соответствует снижение уровня сейсмической опасности на территории рассматриваемого региона Алай-Кашгар в 2000-2005 гг. и 2011-2015 гг., а периодам снижения чисел Вульфа в 2006-2008 гг. соответствует повышение K_m от 12.5 до 16.0.

В связи с этим прогнозируемому снижению солнечной активности в 2016-2022 гг. будет соответствовать новая фаза возникновения крупных землетрясений с пиком в 2018-2021 гг. (рис. 2). При этом переходным этапом к этой фазе активизации будет соответствовать интервал времени 2015–2017 гг., когда вероятно будет постепенное изменение сейсмического режима региона Алай-Кашгар.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А.А. О реальности 56-летнего цикла и повышенной вероятности сильных землетрясений в Петропавловске-Камчатском в 2008-2011 гг. согласно лунной цикличности // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 55-65.
2. Курскеев А.К., Абаканов Т.Д., Серазетдинова Б.З. Землетрясения: происхождение и прогнозирование. Алматы: Эверо. 2012. 314 с.
3. Абаканов Т.Д., Садыкова А.Б., Хачикян Г.Я. Современное сейсмотектоническое состояние земной коры на Северном Тянь-Шане // Доклады НАН КР. 2015. № 1. С. 12-24.
4. Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Ружич В.В. Выделение периодичностей в сейсмическом режиме // Физика Земли. 1998. № 1. С. 62-76.

МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ АЧХ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ШИРОКОПОЛОСНЫМ ИНДУКЦИОННЫМ ДАТЧИКОМ ИНТЕГРИРУЮЩЕГО ТИПА

Лашин О.А.

тел.: (0555) 075076; e-mail: legyss@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Кыргызская Республика

Представленная работа посвящена методике измерения амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) электроразведочного комплекса с шумоподобными сигналами (ЭРК ШПС), разрабатываемого в ИС РАН [1]. В ЭРК ШПС используются специальные шумоподобные сигналы с широким частотным спектром. Для регистрации таких сигналов в составе измерительной аппаратуры комплекса был применен специально разработанный новый широкополосный индукционный датчик интегрирующего типа (ИД). Разработанный датчик отличается повышенной температурной стабильностью, широкой полосой пропускания и малыми габаритами. С помощью такого датчика обеспечивается регистрация сигналов становления поля в диапазоне частот от долей герца до десятков килогерц. Предполагается, что применение нового ИД в составе ЭРК ШПС позволит значительно улучшить диапазон исследуемых глубин земной коры как в области малых, так и больших глубин. Однако применение нового широкополосного ИД в составе измерительного комплекса несколько усложнило решение типовой задачи контроля частотной характеристики измерительной системы, что также привело к снижению оперативности при контроле АЧХ, особенно в реальных полевых условиях.

Существуют различные методы измерения АЧХ контролируемых устройств, которые в общем случае делятся на прямые и косвенные. При прямом методе измерения АЧХ на вход исследуемого объекта подается синусоидальный сигнал в виде напряжения с задаваемой частотой и постоянной амплитудой. При этом измеряется значение выходного напряжения. АЧХ строится как отношение выходного напряжения к входному в зависимости от частоты входного сигнала. Число проведенных измерений определяет количество точек на графике получаемой АЧХ. При исследовании широкополосных систем число измерений может превышать сотни, а если необходима достаточно высокая точность измерения АЧХ, то и тысячи.

При косвенном методе измерения АЧХ на вход исследуемого устройства подается сигнал в виде «скачка» напряжения, на выходе регистрируют реакцию исследуемого объекта на этот «скачок», которую называют переходной характеристикой. Зарегистрированный отклик (переходная характеристика) дифференцируется, при этом получается импульсная переходная характеристика (ИПХ). Далее ИПХ подвергается прямому преобразованию Фурье, результатом которого является искомая АЧХ.

Для получения АЧХ измерительного канала в ИД предусмотрена специальная градуировочная катушка, индуктивно связанная с измерительной. Градуировочная катушка обеспечивает формирование в объеме измерительной катушки равномерного магнитного поля. При измерении АЧХ прямым методом в градуировочную катушку подают синусоидальный ток, а при косвенном - прямоугольные импульсы тока.

На рисунке 1 показана АЧХ индукционного датчика, полученная в лабораторных условиях прямым методом. Как видно из рисунка 1, в области высоких частот до 100 кГц график АЧХ датчика имеет медленно и монотонно убывающий характер. На частотах свыше 100 кГц на графике АЧХ наблюдается ряд резонансов и анти-резонансов, связанных с конструктивными особенностями измерительной катушки датчика.

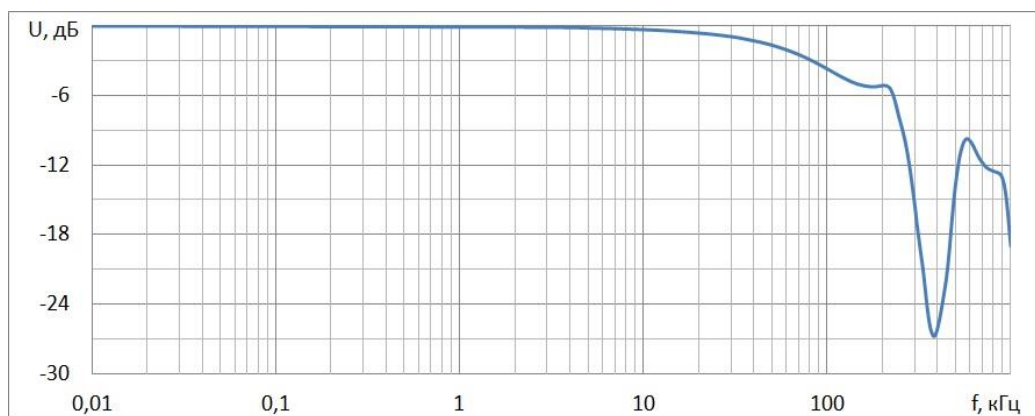


Рис. 1. График АЧХ ИД, полученный по данным лабораторных измерений прямым методом.

На рисунке 2 показан график АЧХ измерительного канала, состоящего из индукционного датчика ИД и БУФС, полученный прямым методом. Выходной сигнал ИД подавался на вход блока усиления и фильтрации (БУФС) измерительного комплекса, в котором сигнал ИД усиливался до уровня необходимого для работы аналого-цифрового преобразователя (АЦП), а спектр его ограничивался частотой Найквиста с помощью фильтра низкой частоты. Для используемого в ЭРК ШПС АЦП частота Найквиста составляет 25,6 кГц.

Из рисунка 2 видно, что АЧХ измерительного канала медленно и монотонно убывает в полосе пропускания (до 20 кГц), определяемой по уровню минус 3 дБ. Свыше 20 кГц скорость убывания значительно возрастает (примерно до 20 дБ/октава). На частотах свыше 150 кГц измерения не проводились из-за низкого соотношения сигнал/шум (менее 3).

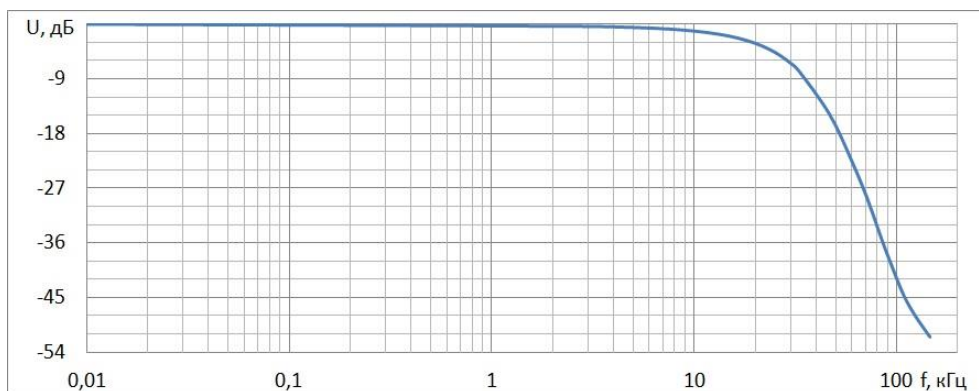


Рис. 2. График АЧХ измерительного канала, полученный прямым методом.

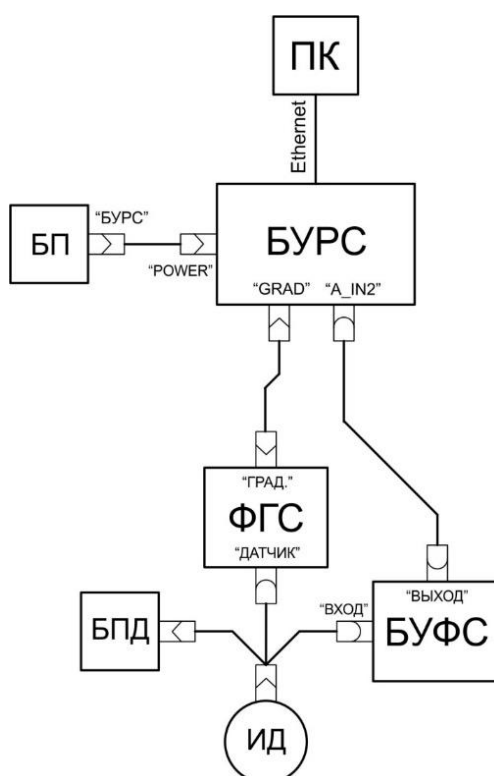


Рис. 3. Схема для проведения градуировки регистрационного канала измерительного комплекса ЭРК ШПС в полевых условиях:

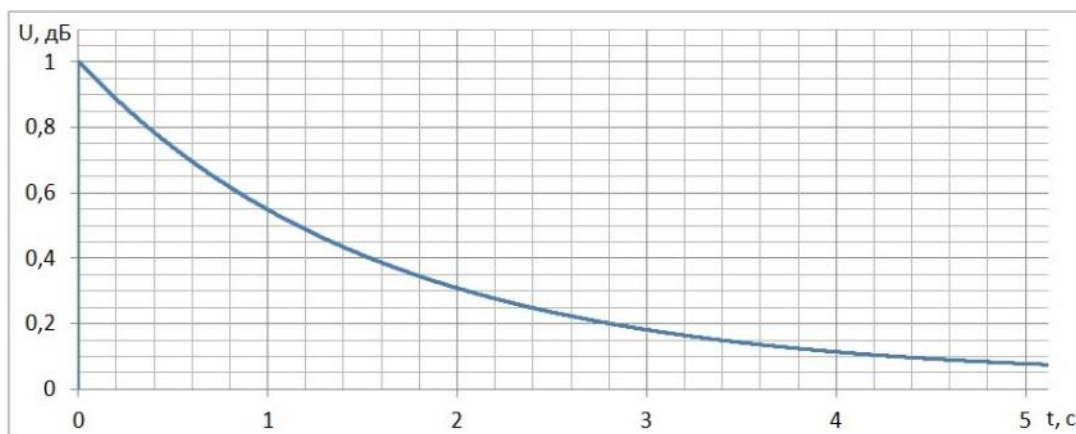
ИД – индукционный датчик; БПД – блок питания индукционного датчика; ФГС – формирователь градуировочных сигналов; БУФС – блок усиления и фильтрации сигналов; БУРС – блок управления и регистрации сигналов; ПК – персональный компьютер; БП – блок питания БУРС.

Для уменьшения влияния промышленных помех на точность получаемой АЧХ при косвенном методе, регистрация сигналов проводилась в полевых условиях. При градуировке ИД устанавливался в вертикальное цилиндрическое отверстие глубиной 90 см, пробуренное в земном грунте. Измерительная аппаратура ЭРК ШПС располагалась в непосредственной близости от ИД. Отдельные блоки аппаратуры соединялись между собой согласно схеме, показанной на рисунке 3. Импульсы тока, подаваемые в градуировочную катушку, представляют собой периодические последовательности биполярных прямоугольных импульсов без пауз, длительностью 5,12 с. Регистрация сигналов на выходе измерительного канала проводилась в течение 10 минут.

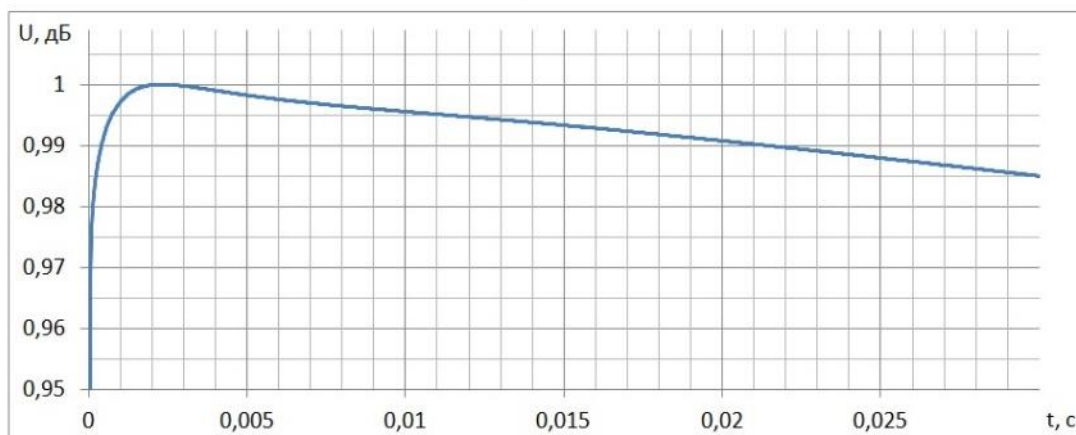
Обработка полученных регистрационных данных осуществлялась на ПК с помощью специальной программы BBS_Viewer.

Производилось синхронное весовое накопление зарегистрированных сигналов с периодом накопления, равным длительности импульсов, т.е. 5,12 секунды. Максимальное число накапливаемых периодов сигналов определялось длительностью записи (10 минут) и составило 117. Результат накопления представлял собой осредненную реакцию измерительного канала на «скачок» индукции магнитного поля в объеме измерительной катушки ИД.

На рисунке 4, а) и б), показан график нормированной переходной характеристики измерительного канала в различных масштабах по оси времени.



а)



б)

Рис. 4. График нормированной переходной характеристики регистрационного канала измерительного комплекса ЭРК ШПС с ИД, полученной в результате обработки данных полевого эксперимента: а) на интервале $t = 0 \div 5,12$ с; б) на интервале $t = 0 \div 0,03$ с в увеличенном масштабе по вертикальной оси.

На рисунке 5, а) и б), показаны два начальных фрагмента графика ИПХ, нормированной по амплитуде: а) - на интервале $t = 0 \div 0,00021$ с; б) - на интервале $t = 0 \div 0,04$ с в увеличенном масштабе по вертикальной оси.

Как видно из рисунка 5 б), график ИПХ сильно зашумлен. Для улучшения соотношения сигнал/шум и выявления характера изменения ИПХ на больших временах была выполнена цифровая фильтрация ИПХ с помощью низкочастотного фильтра Дирихле 3-го порядка с длиной окна в 5 отсчетов. На рисунке 5 в) показан график фрагмента ИПХ после обработки низкочастотным фильтром.

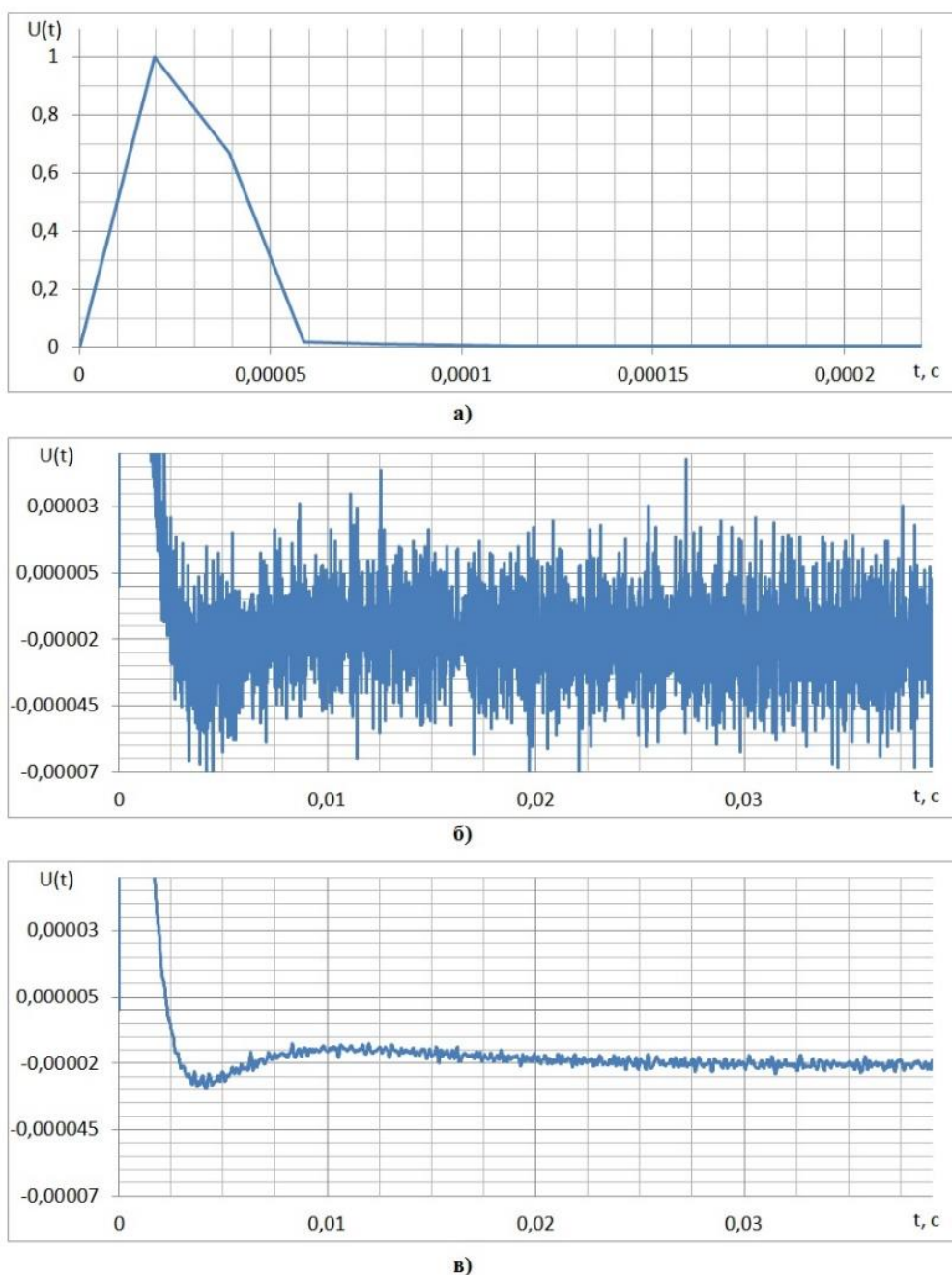


Рис. 5. График нормированной ИПХ регистрационного канала измерительного комплекса ЭРК ШПС с ИД (начальный фрагмент): а) - на интервале $t = 0 \div 0,00021$ с; б) - на интервале $t = 0 \div 0,04$ с в увеличенном масштабе по вертикальной оси; в) - на интервале $t = 0 \div 0,04$ с после обработки низкочастотным фильтром Дирихле 3-го порядка с длиной окна в 5 отсчетов.

АЧХ измерительного канала вычислялась путем применения быстрого преобразования Фурье к ИПХ. График нормированной АЧХ измерительного канала в логарифмическом масштабе приведен на рисунке 6.

Сравнение графика АЧХ, полученной косвенным методом (рисунок 6), с графиком АЧХ, полученной прямым методом (рисунок 2), показывает, что частота среза АЧХ, определяемая по уровню минус 3 дБ, для косвенного метода в 1,6 раза ниже, чем для прямого метода. Разницу в частотах среза в области высоких частот, полученных разными методами, можно объяснить влиянием частоты дискретизации на спектр градуировочных

сигналов [2]. Для снижения влияния частоты дискретизации на АЧХ измерительного канала в области высоких частот требуется увеличение частоты дискретизации АЦП.

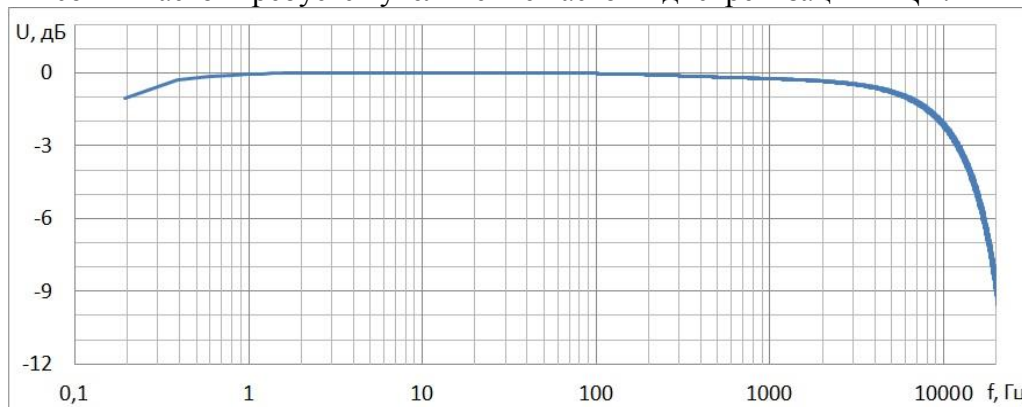


Рис. 6. График нормированной АЧХ измерительного канала ЭРК ШПС с ИД, полученный косвенным методом.

Из рисунка 6 также видно, что в области низких частот АЧХ измерительного канала определяется только для частот выше 0,2 Гц. Для получения АЧХ для частот ниже 0,2 Гц необходима длительность градуировочных импульсов более 15 секунд.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что для обеспечения качественного и достоверного контроля параметров измерительного комплекса ЭРК ШПС требуется дальнейшая его модернизация. Необходим пересмотр схемотехнических решений, применяемых при разработке нового блока управления и регистрации сигналов (БУРС). Одно из направлений модернизации БУРС должно быть направлено на разработку нового регистратора с частотой дискретизации, в разы превышающей максимально возможную в действующей реализации БУРС. Также должно быть уделено внимание формированию более длинных импульсов в режиме записи градуировочных сигналов, длительность которых должна быть не менее 20 секунд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ильичев П.В., Бобровский В.В. Применение шумоподобных сигналов в системах активной геоэлектроразведки (результаты математического моделирования и полевого эксперимента) // Сейсмические приборы Т. 50. № 2. 2014. С. 5-19.
2. Гутников В.С. Фильтрация измерительных сигналов. Л.: Энергоатомиздат. Ленингр. отделение. 1990. 131 с.

РОЕВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Лютикова В.С.

тел.: 8-(727)-269-46-08; e-mail.ru: irgal05@rambler.ru

Институт сейсмологии, г. Алматы, Республика Казахстан

Сейсмичность региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий исследовалась авторами за период 1960-2015 гг. на предмет возникновения и распределения роевых последовательностей землетрясений. Ранее, в работах авторов [1, 8, 11] описывался процесс распознавания роевых последовательностей землетрясений. Было подробно

представлено возникновение и распределение таких последовательностей в разных сейсмоактивных регионах. На современном материале по сейсмичности региона Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий представляется аналогичный подход для выявления особенностей распознавания, возникновения и распределения «роевых последовательностей» за период 2008-2015 гг. Приведены результаты выявленных роевых последовательностей землетрясений за этот период.

Отмечалось, что «рой землетрясений» выражается в увеличении числа слабых толчков в некоторой локальной зоне земной коры с последующим постепенным его уменьшением. Известно, что «рой» образуются в очаговых зонах землетрясений с $M=6-7$ за несколько лет до основного толчка [1-4, 5, 6, 10, 11]. Пространственные размеры «роев» примерно равны размерам эпицентральных зон сильных землетрясений. «Рои» наряду с «форшоками» образуют прогностические последовательности сейсмических событий, которые можно использовать для прогноза сильных землетрясений, отсюда возникает необходимость их своевременного распознавания [6, 11]. Для решения этой задачи предлагалось использовать метод графической кластеризации временных последовательностей событий (МГКл) [1, 11].

Авторами исследований [6] отмечается, что «рой землетрясений» - это особый вид проявления сейсмической активности, когда за достаточно короткое время, в течение нескольких суток от 1 до 5-15 суток (редко более длительное время), в одном и том же месте, на ограниченной площади происходит большое количество землетрясений, как правило, малых энергетических классов, характерных для фоновой сейсмичности региона. Но, в отличие от «афтершоковой последовательности», «роевые последовательности землетрясений» не всегда имеют главное событие старшего энергетического класса, а также характерного затухания энергии событий во времени [6]. Физическая природа возникновения «роев» не ясна. Они возникают как в зонах континентальной сейсмичности (например, на Кавказе), так и в зонах субдукции (Курило-Камчатская зона) [6]. Иногда в тех областях, где в прошлые годы имели место сильные землетрясения, обнаруживаются «рои», а иногда нет [1, 6, 11].

В настоящем исследовании применялся в качестве исходных данных каталог землетрясений [7].

Теоретическим методом выделения «роевых последовательностей» событий выступал следующий подход. Пусть за время T на ограниченной территории происходит N землетрясений $a(11), a(12), \dots, a(NN)$. Каждое из этих событий характеризуется набором параметров, часть из которых может повторяться (координаты, магнитуда, и т.п.), другие же не повторяются никогда. Всегда можно составить матрицу R состояний (1), симметричную с нулевой диагональю (имея в виду, что в общем случае матрица R может быть многомерной). [1]

$$R = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{N1} & a_{N2} & \dots & a_{NN} \end{bmatrix} \quad (1)$$

По общепринятым методам кластерного анализа, нам необходимо проанализировать соответствие элементов строк в (1) заданным правилам. Например, считаем, что если существует пространственная взаимосвязь и взаимообусловленность событий, то она должна выражаться через "расстояния" (евклидовы или другие) между событиями в n -мерном пространстве. Если известны географические координаты события, то в качестве меры взаимосвязи выбираем геометрическое расстояние между эпицентрами землетрясений, считая, что наиболее взаимосвязанными являются те события, для которых межэпицентральные расстояния минимальны. После определения соответствия заданному правилу элементов матрицы (1) в заданном пространстве параметров (например, расстояние

между событиями) наносим их на график и соединяем между собой линиями в последовательности, следующей из (1). При наличии взаимосвязи и взаимообусловленности событий в матрице (1) на графике образуются связанные древовидные структуры. Узлы каждого из таких деревьев образуют кластеры, подобные рассчитанным другими методами кластерного анализа. МГКл [1] не требует дополнительных математических операций для кластеризации и поэтому выполняется значительно быстрее, чем другие методы кластерного анализа. Вообще время проведения расчетов для МГКл пропорционально числу событий в выборке, образующей матрицу (1). Очевидным преимуществом МГКл является то, что в анализируемом пространстве состояний допустимы пересекающиеся подмножества. Такие ситуации могут возникнуть при анализе временных последовательностей событий, когда существуют кластеры, время жизни которых меньше интервала всей выборки.

В настоящей работе МГКл был использован для выделения «роев» в Каталоге землетрясений [7] для Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий за 2008-2015 гг. [7], применяемом в Институте сейсмологии РК. Предварительно в каталоге [7] были выделены афтершоки по алгоритму [4]. В дальнейших расчетах эти события не принимались во внимание. Представительность каталога [11] не равномерна во времени и в пространстве. Так, для территории, ограниченной координатами 40° - 45° N и 70° - 85° E, в 2008-2015 гг. представительными являются землетрясения с $K \geq 8$ ($M=2.2$). В дальнейших расчетах мы не выходим за пределы этого района. Выбор этой территории обусловлен тем, что раньше здесь происходили сильные землетрясения с $M \geq 7-8$ (Верненское 1887 г., $M=7.5$; Чиликское 1889 г., $M=8.4$; Кеминское 1911 г., $M=8.3$). В анализируемом каталоге [11] отмечено более 87 землетрясений с $M \geq 5$, в том числе: Сарыкамышское 1970 г., $M=6.8$; Жаланаш-Тюпское 1978 г., $M=6.8$; Байсорунское 1990 г., $M=6.3$. Здесь, по долгосрочному прогнозу [1, 2, 3, 11], в 2016-2017 годах ожидается период сейсмической активности и могут произойти сильные землетрясения.

Вначале были определены численные характеристики «роев» как последовательности землетрясений, пригодные для их описания и распознавания роев в каталоге. Это представляется важным, поскольку, не были известны объективные критерии для распознавания и выделения «роев». В общих чертах, процесс образования «роя» можно идентифицировать с процедурой пространственного группирования сейсмических событий. Некоторые, самые общие, качественные характеристики группирования для землетрясений с $K \geq 9$ ($M=2.8$) на территории Северного Тянь-Шаня приведены в [8]. Здесь за радиус вероятного группирования принимали 15 км. При этом количество группирующихся землетрясений составило 10% от размера выборки. Далее исследовался каталог [7] на способность образовывать компактные группы событий при введении ограничивающего правила при расчете матрицы (1). Оказалось, что устойчивые кластеры-группы размером не более $20'-25'$ угловой меры (т.е. размеров очаговых зон землетрясений с $M=6-7$ на изучаемой территории) образуются, если расстояние между событиями $L \leq 10'$, т.е. примерно такие же, как в работах [8, 10, 12, 15, 16].

Следующая характеристика «роев землетрясений» связана с числом землетрясений в «рое» (или группе). Легко показать, что вероятность попадания трех случайных событий в площадку радиусом, равным $L=10'$, столь мала, что ею можно пренебречь. Поэтому за «рой» принималась группа, в которой число землетрясений $N \geq 3$, без ограничения N по максимальной величине. Результаты расчетов по МГКл [1] с учетом L и N показали, что «рои» действительно группируются вблизи зон, в которых на изучаемой территории происходили землетрясения с $M \geq 5.5$. Однако их распределение в пространстве имеет большую дисперсию, что указывает на необходимость введения еще одной характеристики для более строгого описания роя. Известно, что «рои» могут быть и короткоживущие (минуты, часы), так и долгоживущие (месяцы и даже годы). Поэтому их нельзя характеризовать ни числом событий N , ни временем жизни «роя» T_l s («life swarm»). Более объективной характеристикой является время между землетрясениями в «рое» T_m .

Результаты. По представленным теоретическим обоснованиям и методам возникновения и распределения «роевых последовательностей землетрясений», а также практическому алгоритму их распознавания [1, 11] на рисунке 1 приведен результат работы программы распознавания «роев». Он представлен в виде карты-схемы (рис. 1) распознанных «роевых последовательностей землетрясений» регионов исследования, пространственно-временного распределения сейсмических событий («роев», «сильных»). Получен каталог распознанных «роевых последовательностей землетрясений» для каждого сейсмоактивного региона за период 2008-2015 гг.

В результате исследования параметров «роевых последовательностей землетрясений» получены три численные характеристики, по которым можно объективно распознавать «рои» в каталоге землетрясений для Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. К ним относятся: число землетрясений в «рое» $N \geq 3$; пространственное расстояние между соседними событиями, образующими «рой» $L \leq 10'$ в угловой мере; время между событиями в «рое» $0 < T_m \leq 15-26$ дней.

На основе использования вышеуказанных ограничивающих численных значений проведены расчеты МГКл [1, 8-11] и составлен каталог «роев» для территории Северного Тянь-Шаня, прилегающих территорий за период с 2008 по 2015 гг. На всем интервале анализа в расчет принимались все землетрясения с $K \geq 7.0$.

Подробнее остановимся на рис. 1.

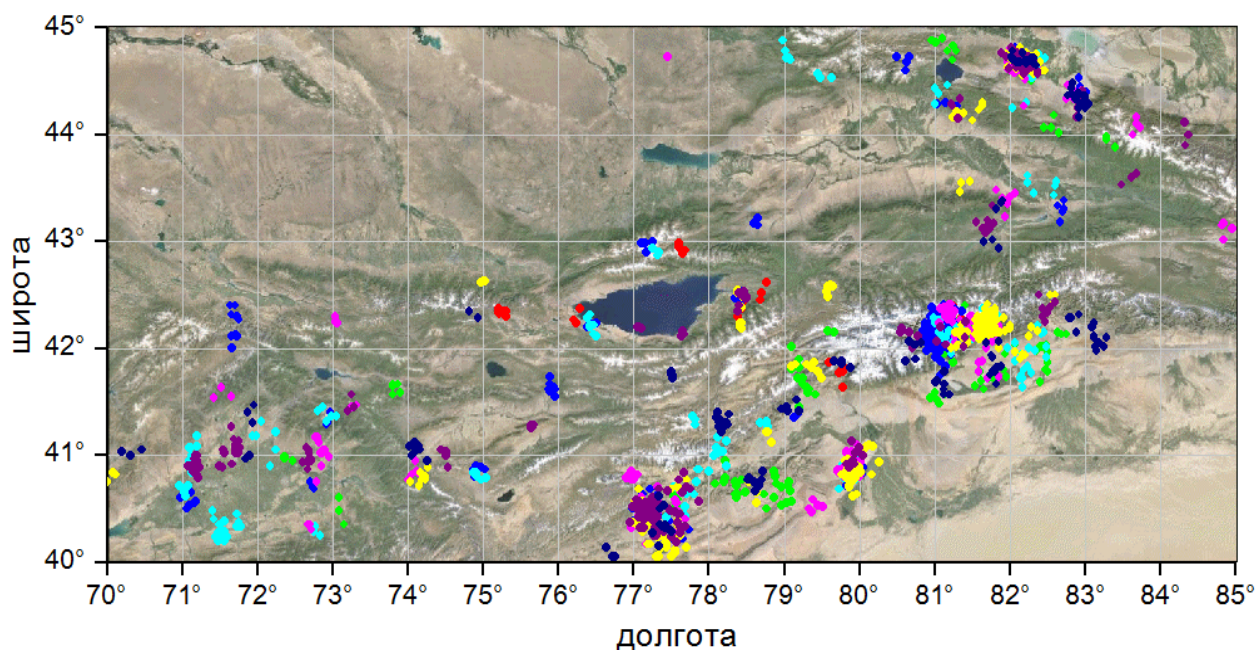


Рис. 1. Карта-схема распределения общего количества роевых последовательностей событий за 2008-2015 гг. на территории исследования: 40°-45°N, 70°-85°E, распознанных в сейсмичности региона (разным цветом указаны рои в каждом году: красным – в 2008 г.; зеленым – в 2009 г.; синим – в 2010 г.; голубым – в 2011 г.; розовым – в 2012 г.; желтым – в 2013 г.; бордовым - в 2014 г.; фиолетовым - в 2015 г.) (Составили: Лютикова В.С., Амиров Н.Б., Литовченко И.Н.).

В центре карты расположено озеро Иссык-Куль. Согласно полученным результатам, наблюдается явная привязка пространственного распределения «роев» к основным тектоническим структурам региона. На рис. 1 представлен результат работы компьютерной программы, демонстрирующей развитие сейсмического процесса во времени. При визуальном просмотре четко видно, что «рои» возникают в эпицентральной зоне будущего сильного землетрясения за 10-15 лет до толчка и импульсивно появляются и исчезают. Эта особенность может служить для создания самостоятельной численной основы для прогноза

землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях. Каталог «роевых землетрясений» может служить основой для поиска «форшоков» и прогноза сильных землетрясений.

Выводы

1. Разработан алгоритм и составлен пакет программ для выделения «роев землетрясений» методом графической кластеризации МГКл [1 - 11].
2. Изучены статистические характеристики формирования «роев землетрясений» по данным Регионального каталога землетрясений за 1770-2015 гг. [7], определены числовые характеристики для распознавания «роев»: число событий в «рое», расстояние между последовательными событиями и время между последовательными событиями.
3. По результатам расчетов составлен Каталог «роевых землетрясений» для Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, составлены программы и построены карты распределения «роев».
4. Показано, что «рои» возникают в эпицентральной зоне будущих сильных землетрясений за 10-15 лет до толчка и импульсивно появляются и исчезают. Эти особенности могут быть использованы для создания самостоятельной численной основы для долгосрочного и краткосрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане и прилегающих территориях.
5. В современных условиях активизации сейсмичности в регионе исследования становится объективно необходимым отслеживать «роевые последовательности землетрясений» в целях упреждения возникновения сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казаков В.В., Литовченко И.Н., Паршуков М.Ю. Рои землетрясений на Северном Тянь-Шане // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. 1997. С. 145-151.
2. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. 2004. 504 с.
3. Курскеев А.К., Абаканов Т.Д. Ритмы и энергетика современных геодинамических и сейсмических процессов. 2007. 64 с.
4. Моги К. Предсказание землетрясения. 1988. 382 с.
5. Курскеев А.К. Проблемы прогнозирования землетрясений. Алма-Ата: Наука. 1990. 264 с.
6. Славина Л. Б., Левина В. И., Бабанова Д.Н. Особенности возникновения и распределения роевых последовательностей землетрясений в сейсмоактивной зоне в акватории Тихоокеанского побережья Камчатки.
<http://www.emsd.iks.ru/konf091011/pdf/largesteqs/10.pdf>
7. Региональный сейсмический каталог за 1770-2015 гг. / ГУ «СОМЭ КН МОН РК» (Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Республики Казахстан).
8. Литовченко И.Н., Чалова В.С. Исследовательский прототип программы графической кластеризации временных последовательностей событий // Материалы конференции НПО. Новосибирск. 2009. 5 с.
9. Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 59-67.
10. Литовченко И.Н. Соотношение сейсмичности с новейшими морфоструктурами Тянь-Шаня // Geophysical Preprint Online. <http://www.wdbc.ru/GPO/2001>
11. Чалова В.С., Литовченко И.Н. Распознавание образов временных последовательностей событий (на примере Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий). <http://technic.itizdat.ru/docs/litira/FIL13674854000N905016001/>

ИЗУЧЕНИЕ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В КЫРГЫЗСТАНЕ

Ляшенко А.В.

тел.: 0(312) 52-37-64; e-mail: sawa.in.kgz@gmail.com

Институт сейсмологии Национальной академии наук, г. Бишкек, Кыргызстан.

Высокая сейсмичность Кыргызстана определяется сложной геологической структурой Тянь-Шаня и происходящими тектоническими процессами. Только за последние 100 лет на данной территории произошло 14 сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 7$ (рис. 1). Ежегодно здесь регистрируется в среднем около восьми тысяч землетрясений (рис. 2), из которых примерно 150 являются ощутимыми. Кроме того, на территории Кыргызстана периодически происходят сильные разрушительные события, эпицентральные зоны которых проходят через районы с высокой плотностью населения, в том числе через город Бишкек – столицу государства, поэтому проблема корректной оценки сейсмической опасности является одной из самых актуальных для нашей республики. И одной из очень важных компонент этой работы являются записи сильных движений. Данные наблюдения ведутся на территории Кыргызстана с 1927 г. и применяются при оценке сейсмической опасности, проведении работ по микрорайонированию и т.д.

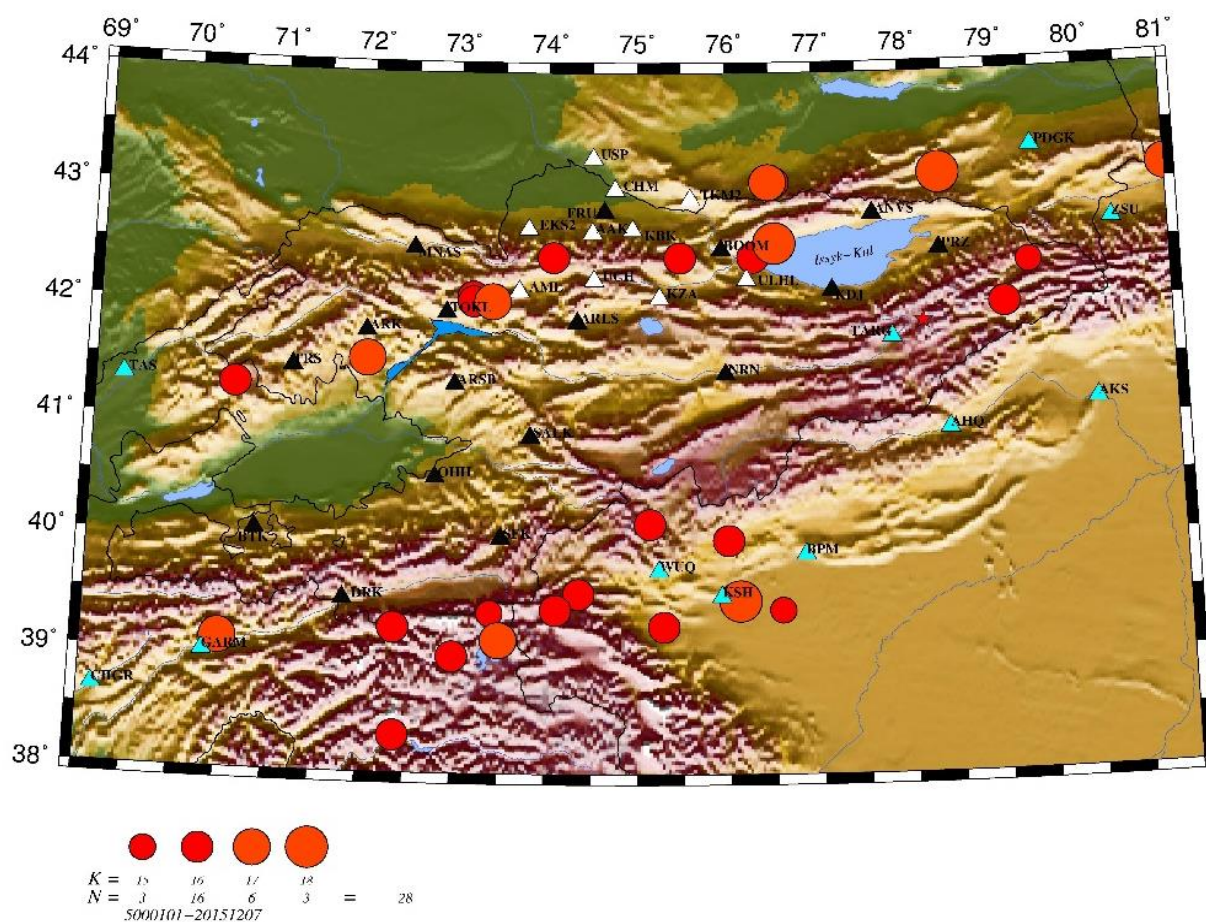


Рис. 1. Карта сильных землетрясений Кыргызстана с $M \geq 7$.

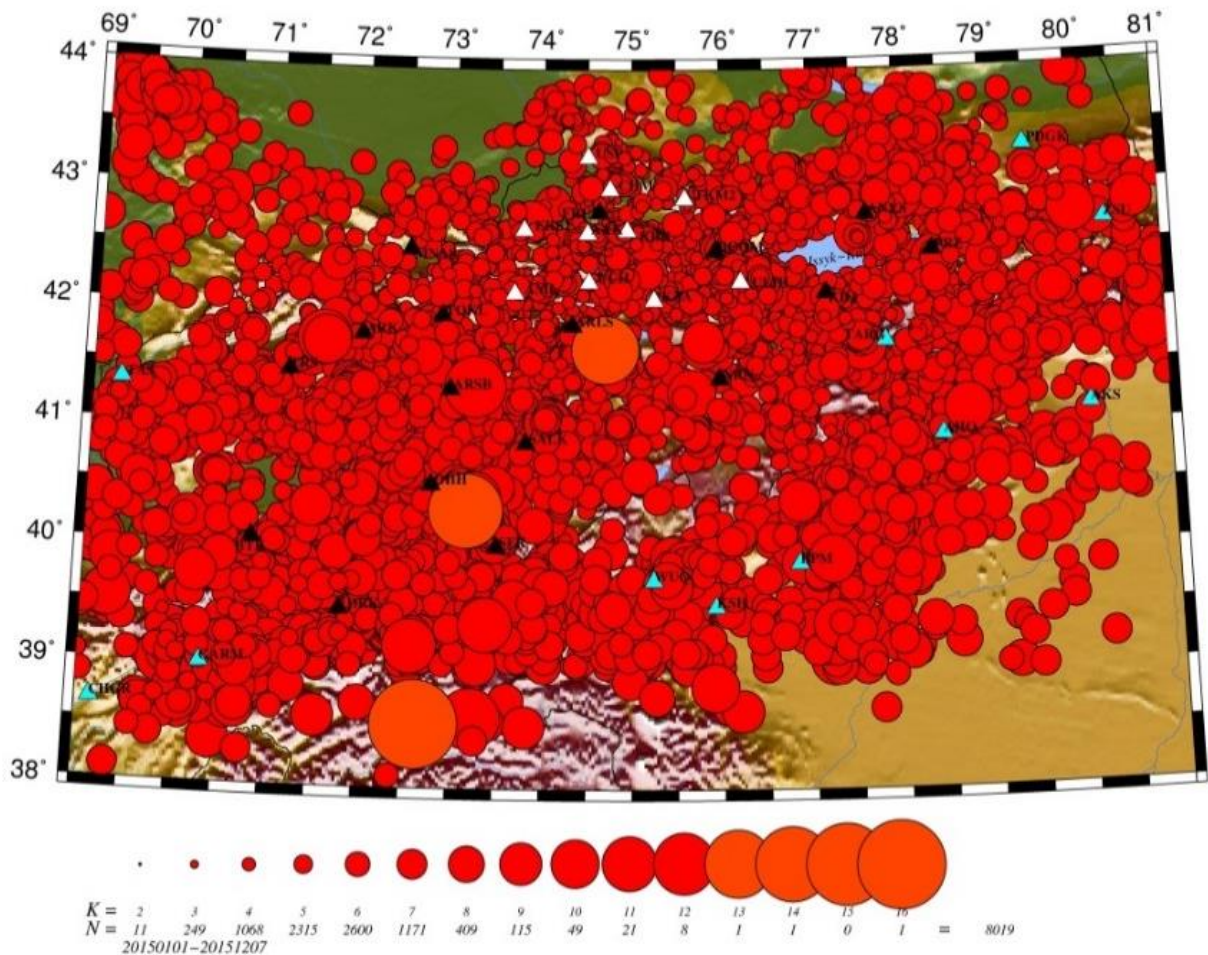


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Кыргызстана за 2015 г.

КАРТИРОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ПО ОСОБЕННОСТЯМ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (ΔT)а ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Малосиева М.Т.

тел.: 0312 53-14-35; e-mail: malosieva.rita@mail.ru

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Известно, что магниторазведка широко используется при геологическом картировании, а карты аномального магнитного поля в большинстве случаев хорошо отражают зоны разломов. Задача данного исследования - картирование по магнитному полю территориального расположения глубинных разломов, разрывных нарушений и особенностей глубинного строения Исык-Кульской впадины и ее горного обрамления в пределах координат: $41^{\circ}40' - 42^{\circ}50'N$, $75^{\circ}30' - 79^{\circ}00'E$.

В лаборатории «Геофизические методы изучения сейсмоопасных зон» Института сейсмологии НАН КР были определены характерные признаки отражения разломов и разломных зон в геофизических полях [1]. Для наглядности на рисунке 1 показаны примеры наличия признаков отражения разломов в магнитном поле (ΔT)а для конкретных случаев.

Так, на рисунке 1 «а» приведен фрагмент Тюлекского разлома, который легко картируется по цепочке изолированных положительных магнитных аномалий и по резкому переходу от положительных значений магнитного поля к отрицательным

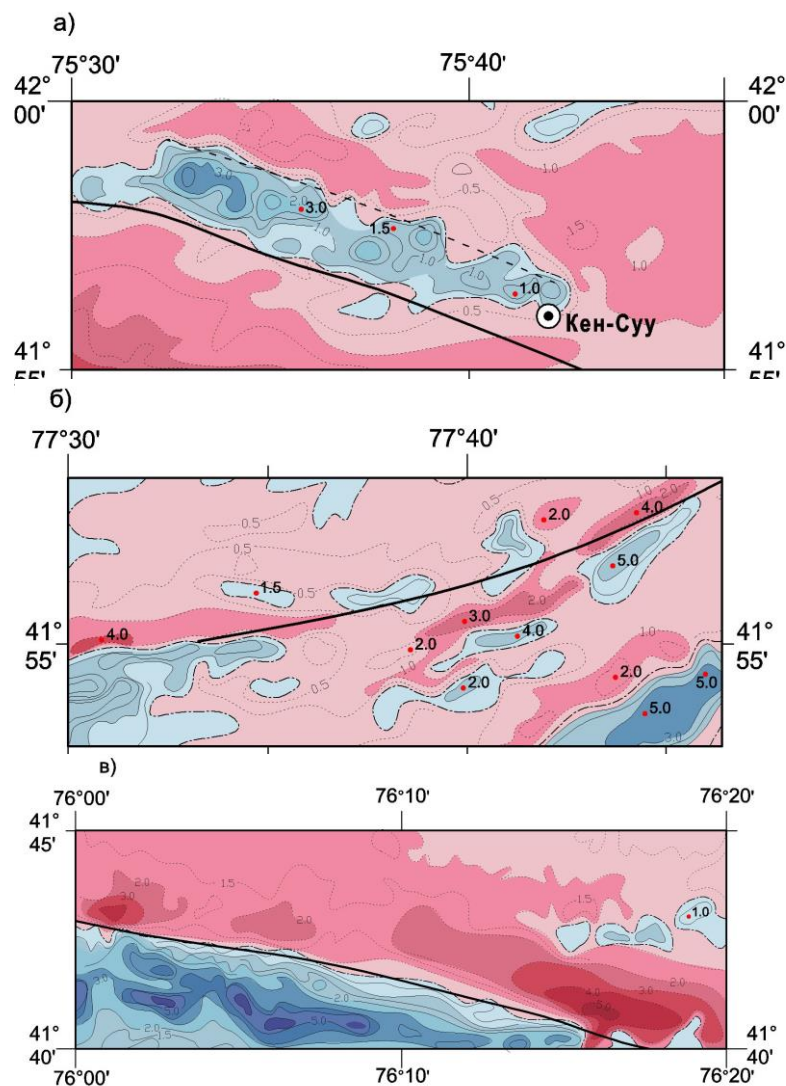


Рис. 1. Примеры характерных признаков отражения разломов в аномальном магнитном поле (ΔT): а) фрагмент Тюлекского разлома; б) фрагмент Центрально-Терскейского разлома; в) фрагмент разлома «Линия Николаева».

На рисунке 1 «б» показан фрагмент Центрально-Терскейского разлома, который четко прослеживается по цепочке изолированных положительных аномалий на фоне отрицательных значений магнитного поля. На рисунке 1 «в» приведен фрагмент разлома «Линия Николаева», который проходит по протяженной линии разграничения положительных и отрицательных изодинам аномального магнитного поля.

По материалам аэромагнитной съемки, выполненной сотрудниками Кыргызской геофизической экспедиции [2], была составлена карта изодинам аномального магнитного поля (ΔT) а указанного участка в масштабе 1:50 000, которая представлена на рисунке 2. Здесь видно, что аномальное магнитное поле (ΔT) а на изучаемой площади носит сложный характер. Практически вся акватория озера Иссык-Куль вместе с прилегающими восточным и западным прибрежными участками характеризуется слабым магнитным полем от 50 нТл до 200 нТл обоих знаков. Горное же обрамление впадины отличается мозаичным, в основном положительным магнитным полем, обусловленным многочисленными изолированными магнитными аномалиями, которые образуют целые группы или цепочки вдоль простирания основных геологических структур.

Проанализируем характер аномального магнитного поля (ΔT) изучаемой территории с учетом наличия признаков отражения разломов в магнитном поле. Отмечается, что зоны перехода положительного поля к отрицательному сопровождаются либо сгущением линейно вытянутых изодинам, либо контролируются цепочкой линейно вытянутых изолированных магнитных аномалий, являющихся признаками отражения в магнитном поле крупных разломов и локальных разрывных нарушений.

В западной области изучаемого участка (до меридиана $\sim 76^\circ$ E) эти признаки сопровождают хорошо известный разлом «Линия Николаева» (1) и прилегающий к нему с северо-запада Байдулукский разлом (2). Они имеют юго-восточное направление и образуют вблизи поселка Кара-Ункур своеобразный тектонический узел, в двух километрах южнее которого в 1885 году произошло семибалльное землетрясение с $M = 5.0$.

Здесь же в западной части территории широкая полоса отрицательного магнитного поля ограничена сверху Тюлекским разломом (3). Он отчетливо картируется по признаку сгущения линейно вытянутых изодинам и приуроченных к разлому цепочек линейно вытянутых изолированных магнитных аномалий, подчеркивающих его юго-восточное направление.

Далее, с севера широкая полоса (18-26 км) слабого отрицательного поля (-0.5 - -1.5 мЭ) с отдельными изолированными положительными магнитными аномалиями повышенной интенсивности (до $+10.0$ мЭ) ограничена протяженным глубинным Укекским разломом (4). Он отражается по признаку линейно вытянутых цепочкой магнитных аномалий интенсивностью до $+5.0$ мЭ и границей перехода от положительного поля к отрицательному. Севернее этого разлома аномальное магнитное поле носит сложный характер. Внутри мозаичной картины по признакам линейно вытянутых изодинам и цепочкам изолированных магнитных аномалий отражены следующие разломы: Акчопский (5), Чонкомойский (7), Предиссыккульский (9) и Боомский (10). Кроме того, на площади центральной положительной аномалии выделяется большое число разрывных нарушений, локальных по протяженности. Далее, линия перехода отрицательного магнитного поля в положительное отображает Южно-Чонкеминский разлом (11) северо-западного направления и параллельный ему протяженный Северо-Чонкеминский разлом (12). По этой переходной линии также наблюдаются сгущения изодинам и цепочки изолированных магнитных аномалий.

Восточнее меридиана $\sim 76^\circ$ E территориальное положение региональных разломов и сопровождающих их магнитных полей несколько иное. Так, южнее озера Иссык-Куль через всю изучаемую территорию в виде дуг, обращенных выпуклостью к югу, протягиваются известные глубинные региональные разломы, такие как: Предтерскойский (XIII), Центрально-Терскойский (XIV), Джетимбельский (XV), Тюлекский (3). Севернее озера Иссык-Куль протягиваются, но уже в виде дуг выпуклостью к северу, разломы: Южно-Кеминский (VI), Северо-Аксуйский (VIII), Южно-Аксуйский (IX), Предкунгейский (X) и Кунгейский (13). Все перечисленные разломы проходят либо по осевой части, либо по склонам соответствующих хребтов и легко прослеживаются по цепочкам изолированных магнитных аномалий или по линии разграничения положительного и отрицательного полей. Как видно из карты изодинам (ΔT), между разломами магнитное поле носит в основном мозаичный характер в виде чередующихся изолированных магнитных аномалий обоих знаков.

Такое четкое отображение в магнитном поле разломов, выделенных по геологическим данным, позволило выявить также скрытые, визуально не наблюдаемые разломы, такие, как Предиссыккульский (9), Актерекский (14) и Кунгейский (13) и уточнить территориальное положение двух участков Предтерскойского разлома между меридианами $76^\circ 30'$ и $77^\circ 20'$. Выявленные скрытые Предиссыккульский, Актерекский и Кунгейский разломы и уточненные участки Предтерскойского разлома нанесены на карту изодинам (ΔT).

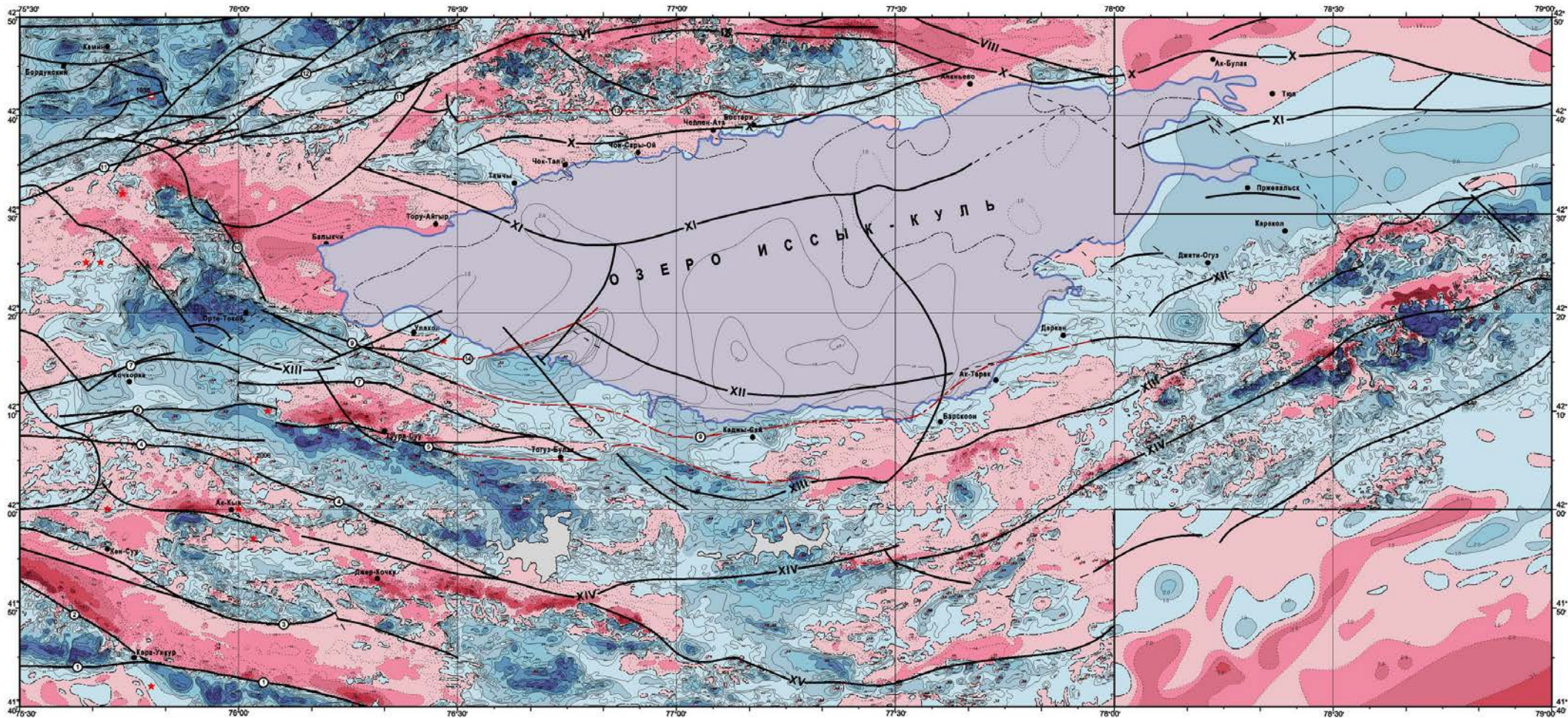


Рисунок 2. Карта отражений разломов в аномальном магнитном поле (ΔT) территории Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления.

Масштаб 1:50 000

1-3. Изодинамы поля (ΔT) в мЭ

1. Положительные
2. Отрицательные
3. Нулевые
4. Участки с отсутствием магнитных данных
5. Точки экстремумов (ΔT)

Эпицентры землетрясений:

6. * с $M > 5.0$ (с 1885-2013 гг.)
7. *²⁰⁰⁶ с $M > 6.0$
8. ● Населенный пункт

9. — Линии разломов, выделенные по геологическим, геоморфологическим данным и геофизическим исследованиям

10. - - - Предполагаемые разломы по геологическим данным

11. - - - Линии разломов, выделенные по аномальному магнитному полю (ΔT)

12. — Сдвиги

13. ○ Разломы:

- (1) - Линия Николаева,
- (2) - Байдулукский,
- (3) - Тюлекский,
- (4) - Увкский,
- (5) - Акчолский,
- (7) - Чонкомойский,
- (9) - Предиссыкульский,
- (10) - Боомский,
- (11) - Южно-Чонкеминский,
- (12) - Северо-Чонкеминский,
- (13) - Кунгейский,
- (14) - Актерекский

Шкала интенсивности магнитного поля (ΔT)



и более 6 5 4 3 2 1 0 -1 -2 -3 -4 -5 -6 и менее

14. — Главные разломы:
- X - Предкунгейский,
 - V - Северо-Кеминский,
 - VI - Южно-Кеминский,
 - VII - Чиликский,
 - VIII - Северо-Аксуиский,
 - IX - Южно-Аксуиский,
 - XI - Торугайгыр-Тасминский,
 - XII - Южно-Иссыккульский,
 - XIII - Предторскойский,
 - XIV - Центрально-Тарскийский,
 - XV - Джотимбельский

Таким образом, было выполнено картирование разломов путем сопоставления их с особенностями магнитного поля, которое показало, что крупные разломы и разломные зоны, расположенные на территории Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления, четко отражаются в магнитном поле. Следовательно, геофизические признаки отражения разломов и разрывных нарушений могут быть использованы для уточнения территориального расположения как видимых, так и скрытых под рыхлыми отложениями разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Погребной В.Н., Гребенникова В.В., Першина Е.В. Результаты интерпретации (остаточных) аномалий магнитного (ΔT) поля Кочкорского участка Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР (<http://www.jornal.seismo.kg>). 2013. № 2. С. 100-105.
2. Лобанченко А.Н., Маринченко Г.Г. и др. Комплексные геофизические исследования сейсмоопасных районов (территория формируемого Иссыккульско-Чуйского территориально-производственного комплекса) / Фонды КГФЭ. Шопоков. 1988.

НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Мамадалиева М.А.

тел.: 0773693900; e-mail: merivanakilbekovna@yandex.ru

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Исследование деформационного поведения горных пород – актуальная тема для рассмотрения задачи анализа напряжённо-деформированного состояния в окрестности горных выработок, бурении скважин и прочее.

Проблема, на решение которой направлено исследование. Данная исследовательская работа, ориентированная на практическое использование, направлена на решение проблемы оценки напряжённо-деформированного состояния горных пород.

В качестве примера рассмотрим такую проблему. Разрушение горных пород забоя при бурении скважины происходит в условиях действия многочисленных факторов. К этим факторам следует отнести: рост геостатического давления с увеличением глубины скважины, присутствие бурового раствора в зоне разрушения горных пород, наличие высокого гидродинамического давления в скважине и пластового (порового) давления в разрушаемой горной породе, увеличение температуры горной породы с глубиной скважины. Сюда же следует отнести и то, что горная порода забоя скважины испытывает различные нагрузки: статические, динамические, циклические со стороны бурового раствора и породоразрушающего инструмента. Эффективным разрушение горной породы на забое скважины будет только тогда, когда естественное развитие разрушения горной породы на забое при действии породоразрушающего инструмента будет искусственно усиливаться деятельностью буровика, сознательно управляющего процессом разрушения. Последнее возможно только в том случае, когда у буровика имеется понимание того, как происходит разрушение горной породы на забое скважины при действии породоразрушающего инструмента.

Для приближения к этой цели необходимо знать основы математического описания напряженно-деформированного состояния горных пород, находящихся под нагрузкой, деформационное поведение горной породы при механическом нагружении, основы реологии. Необходимо отчетливо понимать различие в развитии трещин в горных породах, подверженных сжимающим и растягивающим нагрузкам, механизмы влияния бурового раствора на развитие разрушения.

Объект исследования – горные породы. Модель горной породы необходимо формулировать таким образом, чтобы описать механическое поведение вплоть до разрушения.

Предмет исследования – изменение структурного состояния в процессе одноосного сжатия горных пород.

Цель исследовательской работы – проанализировать образование новых структур горных пород в процессе деформации.

Задача исследовательской работы. Работнов ещё в 1961 году впервые ввёл представление о повреждаемости материала в процессе деформации. Это один из видов параметра состояния, который учитывает внутреннее изменение структуры материала. А именно, под повреждаемостью (ω) будем понимать параметр, монотонно растущий с увеличением плотности микротрещин, имеющей в начале опыта значение 0, а в момент разрушения 1. Указанная характеристика (ω) рассматривается как внутренний параметр состояния, эволюция которого определяется соответствующим кинетическим уравнением: $\dot{\omega} = f(\omega)$, где $\dot{\omega} = d\omega/dt$, причём t – время.

Предлагаем представить повреждаемость (ω) в виде:

$$\omega = N / N_{\max} , \quad (1)$$

где N – текущее количество трещин; N_{\max} – максимальное количество трещин, отвечающих моменту разрушения.

Для анализа физической природы повреждаемости обратимся к опытам, проведённым в Институте физики и механики горных пород НАН КР на различных геоматериалах. При испытании на осевое сжатие осуществлялась регистрация акустической эмиссии образцов как результат трещинообразования. На рис. 1 дано схематическое представление характера процесса образования микротрещин.

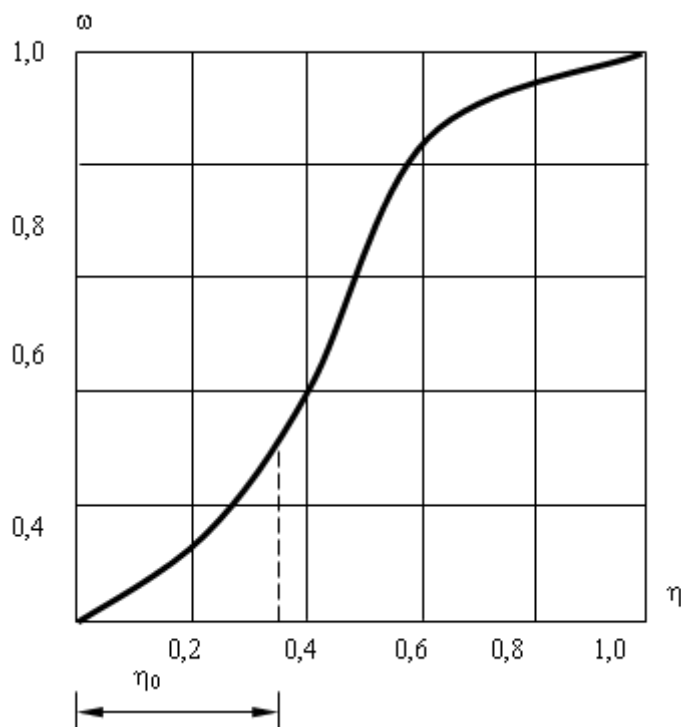


Рис. 1. Схематическое представление параметра повреждаемости от деформации.

Здесь по оси абсцисс отложена нормализованная деформация η , а по оси ординат – повреждаемость. Таким образом, отождествляя параметр повреждаемости ω с N/N_{\max} и анализируя его эволюцию, приходим к выводу, что процесс деформирования может

рассматриваться как многостадийный размытый необратимый фазовый переход [2]. На графике $\omega \sim \eta$ наблюдаются характерные для размытого фазового перехода особенности. Понятно, что переходу материала в запредельную область сопутствует смена типа устойчивости, обусловленная сильными структурными флуктуациями. Поэтому появление на графике $\omega \sim \eta$ точки перегиба, соответствующей пределу прочности материала ($\eta = \eta_0$), вполне предсказуемо.

Отметим, что в области упругих деформаций параметр ω возрастает слабо. При переходе в пластическое состояние ω начинает интенсивно расти. Это объясняется природой остаточных деформаций изначально неоднородных материалов, к которым относятся горные породы. Здесь, помимо чисто сдвиговых процессов, существенный вклад в деформацию даёт разрыхление, сопровождающееся потерей связности, наличием поверхности отрыва [3].

Кроме того, на участке упрочнения следует ожидать появления локализованных областей, в которых частицы материала измельчаются. Тем самым в образовавшейся структуре зарождаются ростки новой, более сложной структуры, переход к которой совершается при смене типа устойчивости. В новом состоянии, при котором напряжение уменьшается с ростом деформаций, отмечается быстрое возрастание повреждаемости, а при появлении магистральной трещины $\omega \rightarrow 1$.

Метод исследования. В данной исследовательской работе был использован метод экспериментально-теоретического уровня. Эксперимент, проведённый на геоматериалах акустико-эмиссионным методом контроля, анализировался теоретически. При этом, при проведении экспериментов, во-первых, было введено представление о повреждаемости материала; во-вторых, сопоставляется с повреждаемостью материала в отношении текущего количества трещин в образце к максимальному, отвечающему моменту разрушения (см. уравнение (1)).

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю Рудаеву Я.И. за помощь в исследовательской работе и написании настоящей статьи, а также благодарит своих коллег по работе: Сычёва В.Н. и Мубассарову В.А.

Исследования были проведены в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки (ФГБУН) Научной станции РАН в г. Бишкеке и в период обучения в Кыргызско-Российском Славянском университете имени первого Президента России Б.Н. Ельцина в г. Бишкеке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Работнов Ю.Н. О разрушении вследствие ползучести // ПМТФ. 1963. № 2. С. 113-123.
2. Юркевич В.Э. Физика размытых фазовых переходов. Ростов: РГУ. 1983. 320 с.
3. Леонов М.Я. Механика деформации и разрушения. Фрунзе: Илим. 1981. 236 с.

АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДИСКРИМИНАТОРОВ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ПРЯМЫХ P- И S-ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Мансуров А.Н., Сычева Н.А.
тел.: +996 (555) 62-82-91; e-mail: sur@gdirc.ru
ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан

Введение. Задача распознавания времени вступления P- и S-волн на сейсмограммах, записанных различными сейсмическими станциями, всегда сохраняла свою актуальность. Несмотря на наличие различных алгоритмов автоматической обработки сейсмоданных для

многих сейсмических сетей этот этап обработки автоматизирован лишь частично. Определение времени вступления также называется дискриминацией P - или S -волны.

Амплитудный дискриминатор – устройство или программное обеспечение, автоматически выделяющее электрические сигналы, амплитуда которых превышает определенное (пороговое) значение величины. Дискриминацию широко применяют в телеуправлении и телеметрии, при выделении полезного сигнала из шумов, при исследовании случайных процессов с помощью амплитудных анализаторов.

В настоящей работе на наборе данных сейсмологической сети *KNET* (Северный Тянь-Шань) исследуется качество работы дискриминатора, входящего в разработанный автором программный комплекс *SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR* [1].

Анализируемые дискриминаторы. За основу большинства алгоритмов дискриминации принимается тот факт, что амплитуда волновой формы после вступления волны многократно превышает амплитуду до прихода события. Дискриминация затрудняется тем, что в показаниях сейсмодатчиков постоянно присутствует так называемый сейсмический шум – маломощные упругие волны, порождаемые далекими землетрясениями, атмосферными явлениями, промышленными объектами и т.д. На практике приходится иметь дело с высокочастотным шумом малой амплитуды и низкочастотным шумом, амплитуда которого сопоставима с амплитудой значительной части исследуемых сейсмических событий. Для того чтобы дискриминация таких событий стала возможной, необходимо получить сигнал, эквивалентный исходному во всем, кроме наличия низкочастотного шума. Это возможно обеспечить фильтрацией сейсмограммы с использованием фильтров, не пропускающих частоты менее 1 Гц. После этого возможно определить время вступления сейсмического события (совпадающее со временем вступления P -волны).

Принцип работы реализованных в программном комплексе *SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR* дискриминаторов, которые анализируются в данной работе, заключается в поиске момента времени, в котором мощность сигнала (квадрат амплитуды) резко многократно возрастает. Разумеется, предварительно из сейсмограммы должна быть удалена постоянная составляющая – это происходит при обработке Фурье-фильтром. Так как сигнал колеблется вокруг нуля и в нем могут встречаться случайные импульсные помехи, для надежного определения вступления рассматривается интегральная мощность на отрезке определенной длины. Это означает, что сигнал разбивается на отрезки фиксированной длины и для каждого отрезка вычисляется интегральная мощность. Затем ищется наиболее ранний отрезок, на котором мощность более чем в X раз (X задается произвольно) превышает мощность на начальном отрезке (подразумевается, что событие находится не в самом начале записи). Когда такой отрезок найден – это означает, что вступление находится на нем или на предшествующем отрезке. Каждый из этих двух отрезков разделяется пополам, и среди четырех полученных отрезков ищется такой, на котором мощность более чем в X раз превышает мощность на начальном отрезке, нормированную на новую длину. Затем опять рассматривается найденный отрезок и предыдущий, делятся пополам и так далее, пока длина отрезков превышает один отсчет. Начало найденного «отрезка» длиной в один отсчет и принимается за вступление P -волны.

Определение времени вступления S -волны является намного более сложной и нетривиальной задачей вследствие того, что она приходит на фоне ослабевающего сигнала P -волны. Несмотря на то, что высказывание о возрастании амплитуды при вступлении S -волны сохраняет свою истинность, отношение среднеквадратических амплитуд начального отрезка S -волны и предшествующего ему отрезка P -волны не столь велико, как отношение начального отрезка P -волны и предшествующего ему отрезка высокочастотного сейсмического шума. Это приводит к значительным трудностям в настройке параметров дискриминатора и большей доле ложных срабатываний и пропусков вступления S -волны.

Для определения вступления S -волны дискриминатор из *SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR* начинает поиск с момента вступления P -волны образом, подобным вышеописанному, но в данном случае сравнение каждого отрезка происходит не с

начальным отрезком, а с предыдущим отрезком, чтобы определить момент скачка мощности с наибольшей надежностью.

Методика анализа качества работы дискриминатора. В качестве анализируемых данных были использованы сейсмические записи 14 землетрясений с $K > 11.5$, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети *KNET* с 1998 по 2009 гг. На рисунке 1 представлено эпицентральное расположение исследуемых событий. В комбинации с 10 станциями сети *KNET* было проанализировано 140 сейсмограмм со вступлениями волн этих событий. Сейсмограммы имеют стандартную частоту дискретизации 100 Гц, что ограничивает точность определения вступления до 0,01 секунды в теории и до 0,05 секунд на практике. В работе [2] исследовались динамические параметры этих землетрясений, и для выделения *S*-волны при построении станционных спектров применялись рассматриваемые дискриминаторы. Тогда анализ качества работы дискриминаторов не проводился потому, что программа построения спектров работает в интерактивном режиме и у аналитика есть возможность установить время прихода сейсмических волн вручную, если дискриминатор автоматически определил его неверно.

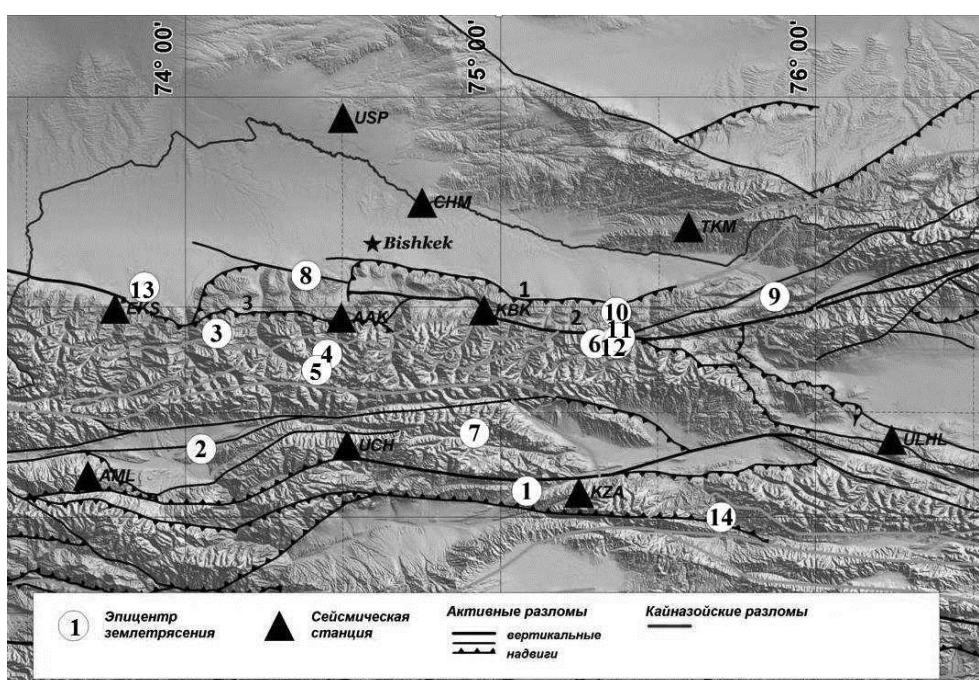


Рис. 1. Эпицентральное расположение исследуемых событий. Треугольники – положение станций сети *KNET*.

Для анализа качества понадобилось разработать программу, применяющую анализируемые дискриминаторы к вырезанным фрагментам сейсмограмм. В качестве эталонных значений времен вступления были использованы данные, предоставленные аналитиком при обработке данных сети *KNET* и хранящиеся в *arrival*-файлах. Для такого класса событий идеальная правильность обработки, а в том числе и содержимого *arrival*-файлов, не вызывает сомнений.

С целью сопоставления была написана программа, которая сводит в единую систему отсчета (количество секунд относительно 01.01.1970) значения времен вступления, полученные дискриминатором, значения времен вступления из *arrival*-файлов, а также значения времен моментов землетрясений (время в очаге), также оцененные при обработке данных сети *KNET*. Также она вычисляет длительности следования сейсмических волн от очага до каждой станции и две характеристики неточности работы исследуемого дискриминатора: абсолютная ошибка – разность значений времен вступления, предоставленных дискриминатором и аналитиком, и относительная ошибка – эта же разность,

нормированная на длительность следования сейсмических волн от очага до станции. Относительная ошибка была рассмотрена потому, что именно ее значением определяется качество многих видов обработки – как определения положения гипоцентра (точность значений длительности следования сейсмических волн до ближайших станций очевидно важнее, чем для далеких), так и извлечение определенной части волновой формы P - или S -волны для получения спектра (где требуется извлекать часть волновой формы, содержащую определенную часть энергии волны, которая на ближайших станциях сконцентрирована на небольшом отрезке времени, а на далеких – рассеяна по вторичным волнам).

Результаты анализа качества работы дискриминатора. В процессе анализа было сопоставлено 137 значений времени вступления P -волны и 130 значений для S -волны. Распределение абсолютной и относительной ошибок показано на рисунках 2 и 3.

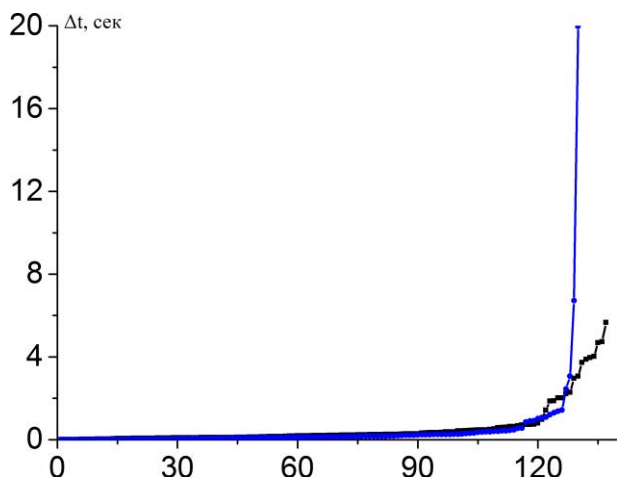


Рис. 2. Распределение абсолютной ошибки (с) по всем проанализированным вступлениям P - (черный) и S - (синий) волн.

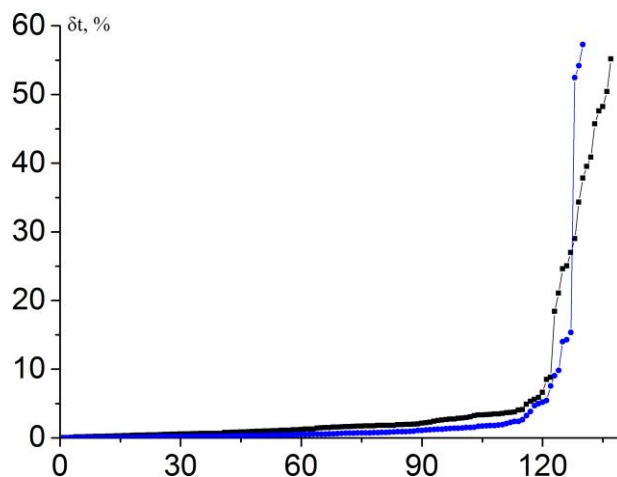


Рис. 3. Распределение относительной ошибки (в %) по всем проанализированным вступлениям P - (черный) и S - (синий) волн.

По результатам анализа этих рисунков 24 значения для P -волны и 13 значений для S -волны признаны грубыми ошибками дискриминатора (отношение ошибки определения времени вступления к длительности следования сейсмической волны от очага до станции превышает 4%). Пример грубой ошибки дискриминатора приведен на рисунке 5. Остальные результаты работы признаны достаточно качественными.

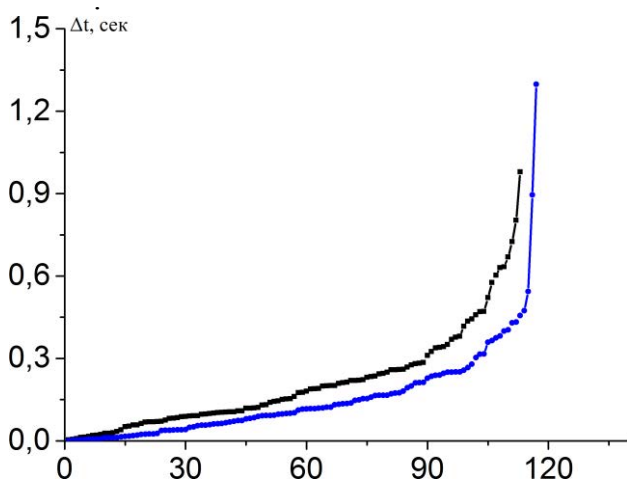


Рис. 4. Распределение абсолютной ошибки (с) по вступлениям P - (черный) и S - (синий) волн с относительной ошибкой менее 4%.

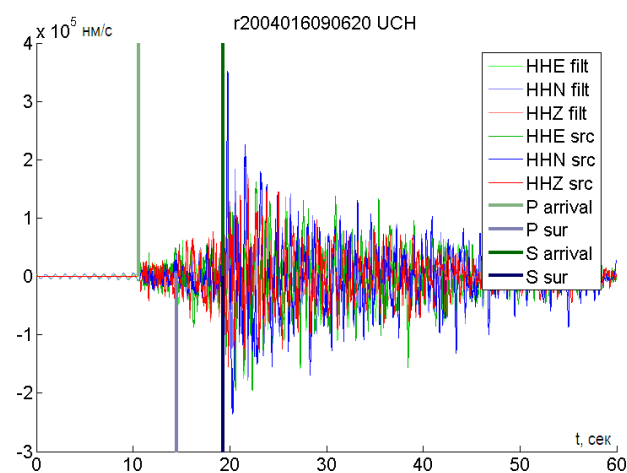


Рис. 5. Грубая ошибка определения вступления P -волны. Верхние линии – аналитик, нижние линии – дискриминатор

Распределение абсолютной ошибки для достаточно качественных результатов показано на рисунке 4, примеры таких результатов приведены на рисунках 6 и 7. Для P -волны среднее значение ошибки составляет 0,21 сек., медиана – 0,16 сек., для S -волны среднее значение – 0,156 сек., медиана – 0,115 сек. Такие значения погрешностей являются приемлемыми для расчетов, использующих данные о времени вступления

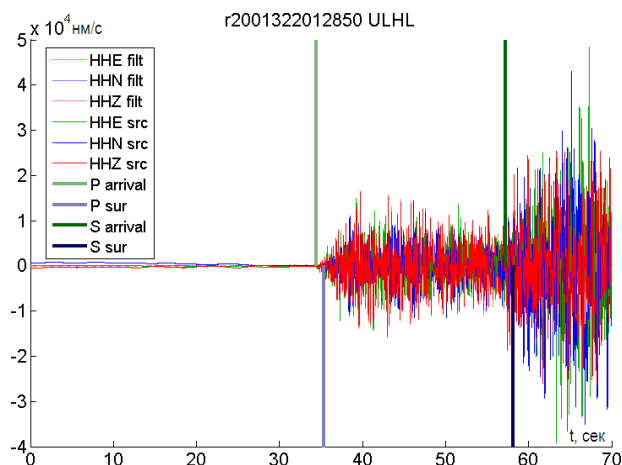


Рис. 6. Незначительная относительная ошибка определения вступления P - и S -волны. Верхние линии – аналитик, нижние линии – дискриминатор.

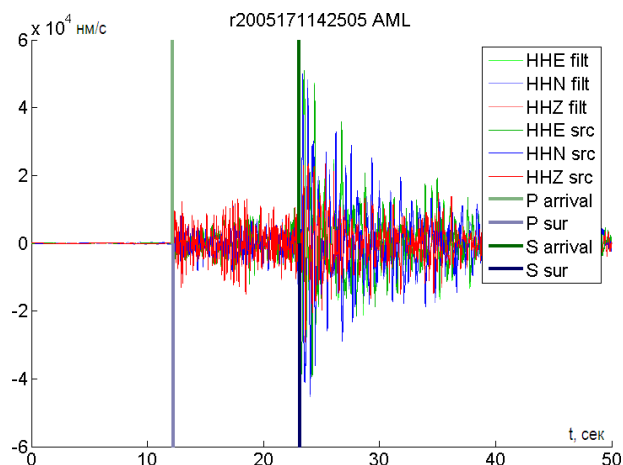


Рис. 7. Точное определение вступления P - и S - волны. Верхние линии – аналитик, нижние линии – дискриминатор.

Заключение. В данном исследовании произведен анализ качества работы автоматического дискриминатора P - и S -сейсмических волн. При работе дискриминатора было выявлено неприемлемо большое количество грубых ошибок (выбросов), в то время как относительная погрешность остальных результатов оценивается очень хорошо.

Таким образом, на данный момент, с целью автоматизации определения времен вступления сейсмических волн по данным станций сети *KNET*, необходимо устранить причины грубых ошибок дискриминатора, некоторые из которых (некачественный алгоритм фильтрации сигнала, недостаточная длина отрезка сейсмического шума до момента вступления P -волны) были выявлены в ходе данного исследования.

Работа частично поддержана грантом РФФИ № 15-05-06857.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мансуров А.Н., Сычева Н.А. Программный пакет расчета динамических характеристик сейсмических событий для проведения комплексного анализа тектонических напряжений территории Северного Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 11. С. 65-71.
2. Сычева Н.А. Богомолов Л.М. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2014. № 3. С. 142-153.

РАСЧЕТ САЙТ-ЭФФЕКТОВ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ СЕТИ KNET НА ОСНОВЕ ОТНОШЕНИЯ H/V СПЕКТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Мансуров А.Н., Сычева Н.А.
 тел.: +996 (555) 62-82-91; e-mail: sur@gdirc.ru
 ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан

Введение. Важным моментом при подробном исследовании землетрясений является оценка параметров подвижки в очаге. Как правило, эти параметры получают при анализе спектра порожденных ими сейсмических волн. Однако спектр сейсмических волн, принятых сейсмостанциями, может сильно отличаться от спектра этих же волн вблизи очага. Для перехода от стационарного спектра к очаговому требуется учесть влияние среды на пути сейсмического луча между землетрясением и станцией, ослабляющее сигнал (поправка на путь), и сайт-эффекта, обусловленного резонансом сигнала в породах, слагающих верхнюю часть земной коры под сейсмостанцией, усиливающего сигнал (станционная поправка). Существуют различные методы определения стационарных поправок: прямые и непрямые, на основе сейсмического шума и на основе землетрясений, с применением базовой станции и без нее, которые описаны в работах [1, 2, 3, 4]. Для сети *KNET* уже была произведена оценка сайт-эффекта на основе отношения спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной компоненты *S*-волн землетрясений [5]. Для уточнения и дополнения этого результата в данном исследовании использован подход, основанный на расчете отношения спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной компоненты сейсмического шума.

Исходные данные. Для расчета сайт-эффектов сейсмических станций сети *KNET* был подготовлен набор отрезков записей сейсмического шума, в который вошли 60-секундные записи 24-х равномерно распределенных в течение суток минут 20, 21, 22 и 23 марта, июня, сентября и декабря с 2000 по 2014 годы.

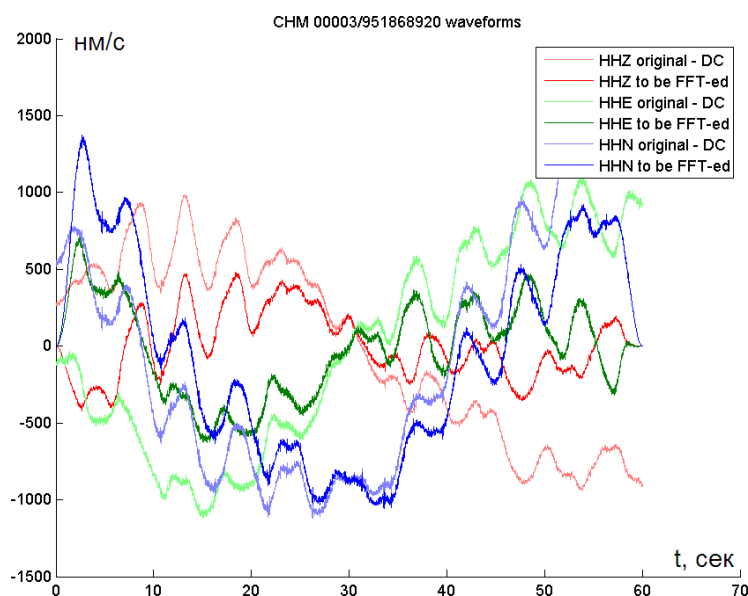


Рис. 1. 60-секундная запись сейсмического шума. По оси *X* отложено время в секундах, по оси *Y* – значение одной из компонент скорости, измеренной сейсмодатчиком (нм/с). Бледными цветами показан исходный сигнал, яркими – тапированный после вычета тренда

Все выбранные отрезки были просмотрены визуально и те из них, которые содержали землетрясения или сильный наведенный шум неизвестной природы, были исключены.

На рисунке 1 показан пример 60-секундной записи трех компонент сейсмического шума (исходные данные – бледные цвета).

Методика расчета. В основу метода положены представления о том, что лучи сейсмических волн (в том числе и микросейсм, составляющих сейсмический шум) приходят на сейсмическую станцию близвертикально из-за большой разницы скоростей в глубоких и поверхностных породах. В этом случае тонкий слой земной коры непосредственно под станцией в большей степени влияет на поперечные волны, которые усиливаются этой структурой, в отличие от практически неизменяемых продольных волн. Тогда отношение спектров двух горизонтальных компонент к спектру вертикальной компоненты будет характеризовать некоторую передаточную функцию, вид которой

однозначно зависит от структуры поверхностного слоя горных пород под сейсмическим датчиком.

Как известно, сейсмические датчики измеряют смещения земной коры в трех направлениях: север-юг, запад-восток и вертикальном (N , E , Z). Суть метода заключается в нахождении отношения осредненного амплитудного спектра горизонтальной компоненты H к амплитудному спектру вертикальной компоненты V . Для расчета данных компонент необходимо использовать измерения 3-х составляющих сейсмограммы: E , N , Z . Амплитудный спектр компоненты H вычисляется как среднеквадратическое значение амплитудных спектров компонент N и E ; амплитудный спектр компоненты V соответствует амплитудному спектру компоненты Z .

Применение поправок за прибор. На сейсмической станции устанавливается датчик, который имеет свою амплитудно-частотную характеристику. Исследование сейсмического шума без учета поправок за аппаратуру вносит искажения в спектр сигнала. Для их устранения к сигналу применяют приборные поправки. При этом используется информация о «полюсах» и «нулях» переходной функции используемого на станции типа датчика.

Устранение линейного тренда. Под трендом понимается непериодическое изменение среднего, например, его линейный рост. В данном случае тренд представляет собой линейную функцию $z(t) = a*t + b$, где a – линейный коэффициент (визуально воспринимаемый как угол между графиком сейсмограммы и осью времени); b – постоянная составляющая сейсмического сигнала (смещение графика от оси времени, проведенной через условный ноль амплитуды). Наличие на участке сейсмограммы линейного роста может свидетельствовать, например, о наличии колебаний очень большой амплитуды и очень низкой частоты; такие колебания не могут быть корректно учтены при анализе участка рассматриваемой длины, поэтому линейный рост сигнала лишь исказит его спектр. Постоянная составляющая сама по себе никак не влияет на спектр в ненулевых частотах, но ее наличие препятствует тапированию (tapering) краев анализируемого участка сейсмограммы (см. следующий абзац). Для устранения линейного тренда методом наименьших квадратов находятся параметры a и b функции вида $z(t) = a*t + b$, наилучшим образом аппроксимирующей анализируемый участок сейсмического сигнала, затем значения этой функции вычитаются из значений сигнала.

Тапирование сигнала (окно косинуса 5%). Общепринятой практикой считается умножение временного окна данных на сглаживающее окно перед преобразованием Фурье [6]. Это окно является функцией, плавно убывающей на концах. Поскольку анализируемый извлекается из общего сигнала, а преобразование Фурье фактически вычисляет спектр бесконечной функции, получаемой «зацикливанием» этого фрагмента, разность значений сигнала между концами фрагмента проявляется в виде неоднородностей (скачков). Сглаживающее окно уменьшает эффект этих неоднородностей. В анализе сейсмических данных часто используется косинусное сглаживающее окно, являющееся одновременно эффективным и легко вычисляемым, также иногда применяются: треугольное (трапециевидное) окно, окно Хэмминга, Блекмана, Баррета и другие.

На рисунке 1 показан результат применения операций по устранению тренда и тапированию к одной из исследованных записей.

Вычисление спектра. Для вычисления амплитудного спектра каждой компоненты сейсмического сигнала используется преобразование Фурье.

Сглаживание спектра. Применяемое к амплитудному спектру сглаживание Конно и Омачи [7] определяется следующим соотношением:

$$A'(f_c) = \sum_f (K_{KO}(f_c, f) * A(f)) \quad , \quad K_{KO}(f_c, f) = \left(\frac{\sin(b * \log_{10}(f / f_c))}{b * \log_{10}(f / f_c)} \right)^4 \cdot norm(f_c), \quad (1)$$

где b – коэффициент полосы пропускания (определяет «радиус» сглаживания), $norm(f_c)$ – нормировочный коэффициент, рассчитываемый из условия:

$$\forall f_c : \sum_f K_{KO}(f_c, f) = 1. \quad (2)$$

На рисунке 2 показан пример исходного и сглаженного спектров трех компонент одной записи.

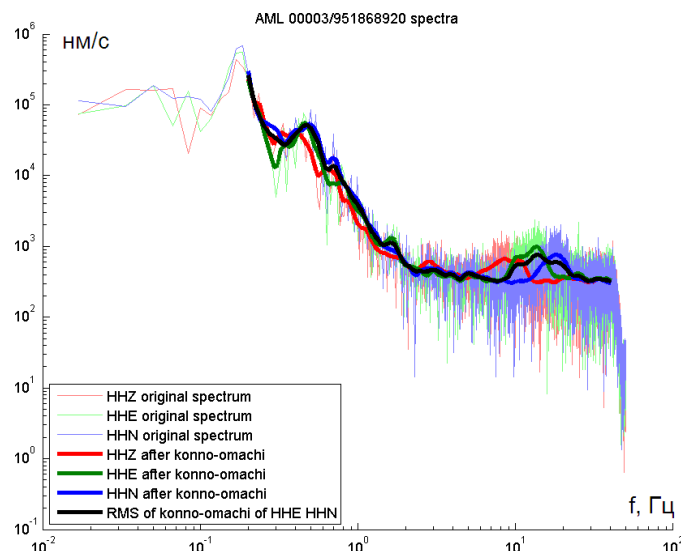


Рис. 2. Пример исходных и сглаженных амплитудных спектров трех компонент одной записи. Черным цветом показан условный спектр горизонтальной компоненты.

Для расчета сайт-эффектов в среде *MatLab* была разработана программа, реализующая вышеуказанный алгоритм. Для отладки программы были подготовлены данные по сейсмическому шуму, а также по *S*-волнам сейсмических событий. Разработанная программа имеет возможность работать как с текстовыми файлами, так и с данными в *miniseed* формате. Разработанная программа была применена для определения предварительных калибровочных функций сейсмических станций сети *KNET*.

Анализ результатов расчета. По каждому исследуемому отрезку было получено отношение *H/V* и результаты за все годы были осреднены в пределах отдельных месяцев – марта, июня, сентября и декабря. 60-секундный интервал и АЧХ сейсмодатчиков позволили провести оценку станционных поправок для частот 0,2–40 Гц. Полученные результаты показаны на рисунке 3. Как видно из этого рисунка, на большинстве станций наблюдаются либо резкие пики, либо горбообразное поднятие спектрального отношения. Принято считать, что они соответствуют резким или плавным изменениям акустического импеданса на разных глубинах. Например, четко различимы пики: *CHM* – 4,5 Гц; *EKS2* – 25 Гц; *KBK* – 10 Гц; *USP* – 20 Гц. Горбообразные поднятия характерны для *KBK* – от 1 до 9 Гц, и для *TKM2* – от 6 до 15 Гц.

Также некоторый интерес представляет станция *AAK*, где сайт-эффект имеет специфическую зигзагообразную форму на частоте 12 Гц с максимальным разбросом в марте.

Для станций *AML*, *KZA* и *UCH* в сентябре наблюдается сильное изменение среднего сайт-эффекта. Для исследования природы этого явления необходим более подробный анализ.

Согласно подходу Накамуры, идеальная станция дает отношение спектров, равное единице на всех рассматриваемых частотах. Однако в реальных условиях близкими к этим значениями обладают станции, расположенные на скальных породах. При установке станций сети *KNET* это требование было одним из важных. Предварительный анализ калибровочных характеристик на основе записей сейсмического шума и на основе 512 записей *S*-волны землетрясений показал, что в качестве близких к идеальным можно рассматривать станции *UCH* и *ULHL*. Остальные станции сети имеют резонансный эффект на некоторых частотах рассматриваемого диапазона (0,2–40 Гц).

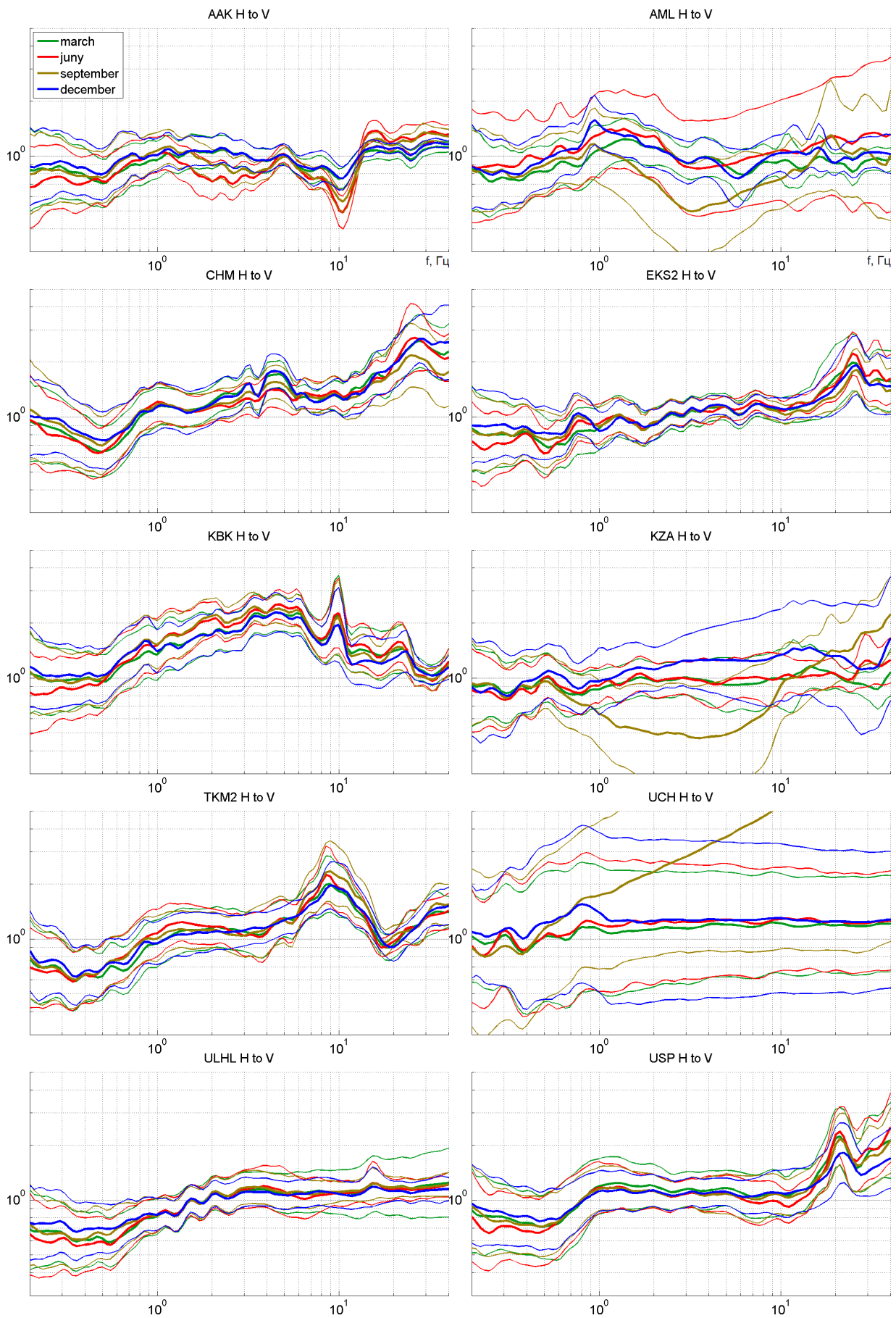


Рис. 3. Результаты расчета. По оси X отложена частота (Гц), по оси Y – отношение спектров.

Заключение. В данной работе произведена оценка сайт-эффектов сейсмологических станций сети *KNET* по горизонтально-вертикальному спектральному отношению сейсмического шума. Анализ этих оценок показал, что для большинства станций сети это отношение далеко от идеального. При построении очагового спектра важно внести поправки на эти сайт-эффекты.

Предварительное сравнение сайт-эффектов по сейсмическому шуму с сайт-эффектами по *S*-волне сейсмического события показало, что на некоторых станциях эти характеристики отличаются на отдельных участках рассматриваемого диапазона частот. В дальнейшем планируется подготовка расширенного массива данных и уточнение сайт-эффектов.

Работа частично поддержана грантом РФФИ № 15-05-06857.

ЛИТЕРАТУРА

3. Nakamura, Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR Railw. Tech. Res. Inst.* 30. 1989. P. 25–33.
4. Bindi D, Parolai S., Spallarossa D., Cattaneo M. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures, *Journal of Earthquake Engin.* Vol. 4. No. 1. Imperial College Press. 2000. 97-113.
5. Parolai S., Bindi D, Baumbach M., Grosser H, Milkereit C., Karakisa S., Zunbul S, *Bulletin of the Seismological Society of America.* Vol. 94. No. 3. 2004. P. 1096–1108.
6. Picozzi M., Strollo A., Parolai P., Durukal E., Ozel O., Karabulut S., Zschau J., Erdik M. Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.* 2008. P. 2-6.
7. Сычева Н.А., Мансуров А.Н., Сычев В.Н. Предварительные оценки станционных поправок сейсмических станций сети *KNET* (Северный Тянь-Шань) на основе горизонтально-вертикальных спектральных отношений землетрясений // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы докладов Третьей тектонофизической конференции в Москве, 8-12 октября 2012 г.* Т. 2. С. 191-194.
8. Pilz, M., Parolai, S. Tapering of windowed time series. - In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam: Deutsches GeoForschungs-Zentrum GFZ. 2012. P. 1-4.
9. Konno K. and Omachi T. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull.Seism.Soc.Am.*88. 1998 .No. 1. P. 228–241.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ И АЛГОРИТМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Матюков В.Е.

тел.: +996550018386; e-mail: vitaliy@gdirc.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Кыргызстан

Математическая постановка обратной задачи МТЗ. Обратная задача магнитотеллурического зондирования состоит в определении геоэлектрической структуры Земли по найденной зависимости МТ- и МВ-функций отклика от местоположения на земной поверхности точек наблюдений (x, y), частоты наблюдаемого ЭМ-поля. МТ- и МВ-инверсии сводятся к решению следующих операторных уравнений:

$$[\mathbf{Z}\{x, y, z = 0, \omega, \sigma(x, y, z)\}] = [\tilde{\mathbf{Z}}(x, y, \omega)] \quad \text{a) ,}$$

$$\mathbf{W}\{x, y, z = 0, \omega, \sigma(x, y, z)\} = \widetilde{\mathbf{W}}(x, y, \omega) \quad \text{б)}, \quad (1)$$

где $[\mathbf{Z}]$, \mathbf{W} – обратные операторы прямой задачи, зависящие параметрически от x, y, ω , определяющие тензор импеданса и типпера по заданной электропроводности $\sigma(x, y, z)$, $[\widetilde{\mathbf{Z}}]$, $\widetilde{\mathbf{W}}$ – измеренные на множестве точек (x, y) и множестве частот (ω) тензор импеданса и типпер с погрешностями δ_z и δ_w .

Электропроводность $\sigma(x, y, z)$ определяется из следующих условий:

$$\begin{aligned} \left\| [\widetilde{\mathbf{Z}}(x, y, \omega)] - [\mathbf{Z}\{x, y, z = 0, \omega, \sigma(x, y, z)\}] \right\| &\leq \delta_z \quad \text{а)}, \\ \left\| \widetilde{\mathbf{W}}(x, y, \omega) - \mathbf{W}\{x, y, z = 0, \omega, \sigma(x, y, z)\} \right\| &\leq \delta_w \quad \text{б)}. \end{aligned} \quad (2)$$

Обратная задача (1) включает МТ-инверсию (1а) и МВ-инверсию (1б) и решается в классе кусочно-однородных и кусочно-непрерывных моделей, которые возбуждаются плоской волной, вертикально падающей на земную поверхность ($z = 0$). Инверсии в уравнениях (1) должны быть согласованы друг с другом. По результатам расчетов этих инверсий получается множество распределений $\tilde{\sigma}(x, y, z)$, значения невязок тензора импеданса и типпера которых не больше погрешностей исходных данных, δ_z и δ_w . Данное множество распределений $\tilde{\sigma}(x, y, z)$ является множеством Σ_δ подобных решений обратной задачи (1).

Метод тихоновской регуляризации. Перед рассмотрением практических результатов выполненной двумерной инверсии рассмотрим вкратце теоретические основы метода тихоновской регуляризации для решения обратной задачи МТЗ [1; 2]. Решение обратной задачи сводится к минимизации тихоновского регуляризирующего функционала $\Phi_\alpha(\sigma)$:

$$\Phi_\alpha\{\sigma(x, y, z)\} = I\{\sigma(x, y, z)\} + \tau\Omega\{\sigma(x, y, z)\}, \quad (3)$$

где $I(\sigma)$ – функционал невязки; $\Omega(\sigma)$ – стабилизирующий функционал. Хотя исходная обратная задача (1) неустойчива, решение, полученное в результате минимизации Φ_α , является устойчивым к малым изменениям $[\widetilde{\mathbf{Z}}]$ и $\widetilde{\mathbf{W}}$. Стабилизация задачи происходит за счет того, что функционал $\Omega(\sigma)$ задает критерий отбора допустимых решений, тем самым сужая класс возможных решений.

Функционал невязки $I(\sigma)$ определяет невязку между модельными и экспериментальными значениями импеданса и типпера:

$$\begin{aligned} I\{\sigma(x, y, z)\} = g_z \left\| [\widetilde{\mathbf{Z}}] - [\mathbf{Z}\{x, y, z = 0, \omega, \sigma(x, y, z)\}] \right\|^2 + \\ + g_w \left\| \widetilde{\mathbf{W}} - [\mathbf{W}\{x, y, z = 0, \omega, \sigma(x, y, z)\}] \right\|^2, \end{aligned} \quad (4)$$

где g_z и g_w – веса магнитотеллурической и магнитовариационной инверсий. В нашем случае МТ- и МВ-инверсии выполняются параллельно.

Структура стабилизирующего функционала $\Omega(\sigma)$ зависит от требований, предъявляемых к решению обратной задачи: требование плавности изменения результирующей электропроводности $\sigma(x, y, z)$, которое выполняется при минимизации функционала:

$$\Omega(\sigma) = \int_V \left\{ \left(\frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \sigma}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \sigma}{\partial z} \right)^2 \right\} dx dy dz, \quad (5)$$

или требование близости результирующей электропроводности $\sigma(x, y, z)$ к гипотетической модели $\sigma_0(x, y, z)$:

$$\Omega(\sigma) = \int_V \{\sigma(x, y, z) - \sigma_0(x, y, z)\}^2 dx dy dz. \quad (6)$$

Вес стабилизирующего функционала задает параметр регуляризации τ . Величина τ определяет степень влияния стабилизирующего функционала на решение обратной задачи. Большие значения параметра регуляризации – происходит минимизация $\Omega(\sigma)$ и результирующая модель удерживается вблизи стартовой. Маленькие значения параметра регуляризации – осуществляется минимизация $I(\sigma)$, соответственно, подавляется стабилизирующий эффект и результирующая модель может быть далека от точного модельного решения. Необходимо найти оптимальное значение τ , при котором достигается достаточно малая невязка решения.

Невязка решения (RMS) определяется по формуле:

$$RMS = \sqrt{\sum_k \frac{1}{n_k} \cdot \sum_k \left(\frac{1}{(\Delta_k)^2} \cdot \sum_{i=1}^{n_k} [d_i^{k, \text{набл}} - d_i^{k, \text{расч}}]^2 \right)}, \quad (7)$$

где k – инвертируемая компонента данных ($\rho_{TE}, \varphi_{TE}, \rho_{TM}, \varphi_{TM}$); $d_i^{k, \text{набл}}$ и $d_i^{k, \text{расч}}$ – наблюдаемые и рассчитанные данные; i – период; n_k – количество данных для компоненты k (количество периодов, количество пунктов наблюдения); Δ_k – погрешность определения компоненты k .

Параметр τ должен быть согласован с погрешностью исходных данных. Оптимальное значение τ ищется на основе итерационного перебора решений с соответствующими значениями невязок. Оптимальным будет значение τ , при котором невязка решения приблизится к погрешности исходных данных.

Данный подход с использованием метода тихоновской регуляризации обратной задачи МТЗ был применен в программе 2D-инверсии Rodi-Mackie [3], наиболее известной и распространенной в настоящее время в мировом геофизическом сообществе. С помощью программы Rodi-Mackie в диссертационной работе были построены все профильные геоэлектрические модели исследуемой Памиро-Алайской зоны. Эффективное использование этой программы для построения надежной геоэлектрической модели на практике требует от геофизика-интерпретатора понимания основных положений алгоритма программы и физического смысла задаваемых входных параметров для оптимальной настройки осуществляемой процедуры инверсии. Поэтому кратко рассмотрим алгоритм, входные и выходные данные программы инверсии Rodi-Mackie.

Краткое описание программы 2D-инверсии Rodi-Mackie. Тихоновская регуляризация. В программе реализован алгоритм, использующий метод Тихонова для получения регуляризованного решения обратной задачи в виде модели m , которая минимизирует целевую функцию $S(m)$:

$$S(m) = (d - F(m))^T R_{dd}^{-1} (d - F(m)) + \tau \|L(m - m_0)\|^2, \quad (8)$$

где:

- d – наблюдаемый вектор данных;
- F – оператор прямого моделирования;
- m – неизвестный модельный вектор;
- R_{dd}^{-1} – ковариационная матрица ошибок;
- L – линейный оператор;
- m_0 – априорная (стартовая) модель;
- τ – параметр регуляризации.

- Каждое значение данных d_i – это логарифм амплитуды или фазы ТЕ или ТМ комплексного кажущегося сопротивления или действительные и мнимые части вертикальной магнитной передаточной функции для отдельной станции и частоты.
- Модельный вектор – это логарифм сопротивления как функции от положения пункта наблюдения: $m(x) = \log \rho(x)$.
- L может быть выбран так, чтобы минимизировался в модели $|\nabla m|^2$ или $(\nabla^2 m)^2$. Далее возможно выбрать либо минимизацию для реальной модельной сетки, либо равномерную дискретизацию для модельной сетки.
- Регуляризованное решение ищется с помощью метода нелинейных сопряженных градиентов (NLCG).

Методология инверсии. Алгоритм NLCG пытается минимизировать целевую функцию, которая представляет собой сумму нормализованных невязок данных и сглаженности модели. Компромисс между невязками данных и сглаженностью модели контролируется параметром регуляризации τ . Алгоритм NLCG не пытается автоматически определить τ , чтобы достигнуть искомого невязок, как другие алгоритмы, такие как OCCAM. Скорее, пользователь должен посчитать несколько инверсий, используя различные значения τ , и затем считать алгоритмом до конвергенции, чтобы определить то, что значение τ даст самую сглаженную модель и искомые невязки. Возможно, с реальными полевыми данными никогда не получится достигнуть желаемых искомым невязок. В этом случае можно выбрать такое значение τ , которое дает небольшие значения RMS и самую сглаженную модель.

Вычислительная схема метода нелинейных сопряженных градиентов (NLCG). Метод нелинейных сопряженных градиентов применяется непосредственно для минимизации S . Последовательность моделей задается следующим образом:

$$m_{j+1} = m_j + \alpha_{j+1} h_{j+1}, \quad (9)$$

где h_{j+1} – заданное направление поиска.

Как и линейные сопряженные градиенты, NLCG вычисляет направления поиска как

$$h_{j+1} = C_j g_j + \beta_j h_j, \quad (10)$$

где оператор C_j известен как предобуславливание.

- В отличие от линейных сопряженных градиентов, α_{j+1} вычисляется, чтобы минимизировать точно S , что включает в себя повторяющуюся процедуру цикла минимизации.
- В нашем алгоритме NLCG цикл минимизации автоматически сводится к одношаговому расчету α_{k+1} , когда оператор прямого моделирования F может быть хорошо аппроксимирован его линейным расширением из предыдущей модели.
- Вычислительные операции с A_j и A_j^T осуществляются рационально, используя взаимность прямой задачи. Они требуют решения только двух дополнительных прямых задач для каждой частоты.

Практический пример решения обратной задачи МТЗ. В 2008 и 2009 годах силами Научной станции и GFZ – Центра наук о Земле в г. Потсдам в рамках мультидисциплинарной программы изучения геодинамики Памира и Тянь-Шаня (TIPAGE) был пройден профиль длиной около 350 км: от Афгано-Таджикской границы на юге, через Памирское плато, Алайскую впадину и Южно-Тянь-Шаньскую горную гряду, до г. Ош на территории Кыргызстана. В рамках наших исследований для более детального изучения зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня был выбран участок от оз. Кара-Куль до г. Ош [4, 5]. В качестве примера решения обратной задачи магнитотеллурического зондирования можно

рассмотреть построение геоэлектрической модели по профилю «TIPAGE-ALAI», результат которого представлен на рис. 1 (более подробно построение и описание модели приведено в работах [4, 5]).

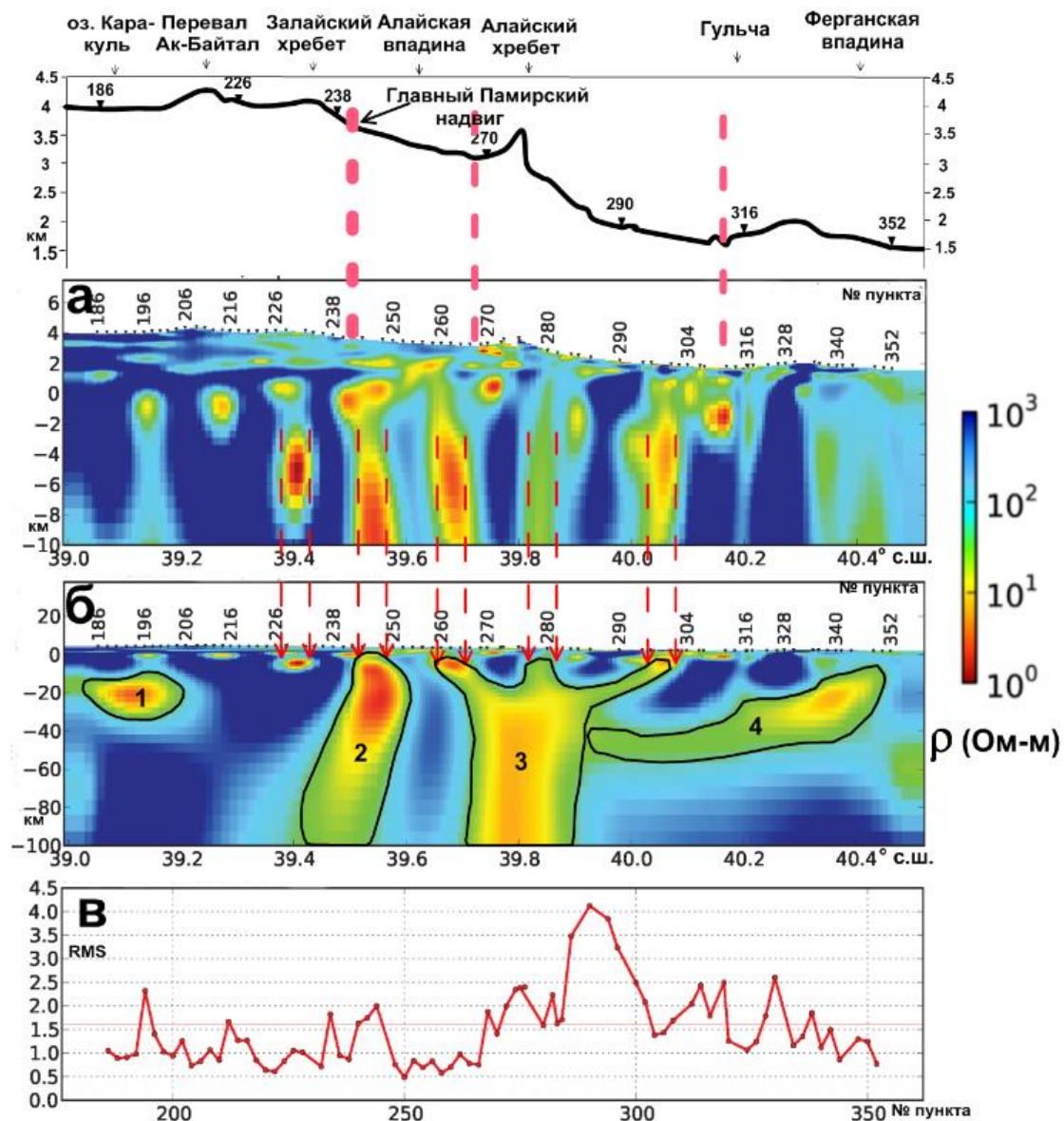


Рис. 1. Геоэлектрический разрез региональной профильной 2D-модели «TIPAGE-ALAI»: а – верхняя часть разреза; б – полный разрез; в – распределение погрешности подбора данных по всем инвертируемым компонентам (RMS-невязка) для пунктов профиля.

Заключение. С помощью двумерной инверсии магнитотеллурических и магнитовариационных данных, использующей метод тихоновской регуляризации, построена глубинная геоэлектрическая модель литосферы Алайской зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня на участке от оз. Кара-Куль до г. Ош регионального профиля «TIPAGE-ALAI». Основными элементами полученной модели являются: проводник с низкими значениями сопротивления в южной части разреза (под оз. Кара-Куль); область аномально низкого сопротивления под Заалайским хребтом, соответствующая зоне Главного Памирского надвига; мощная субвертикальная проводящая зона под Алайской впадиной; субгоризонтальная проводящая структура, южная часть которой находится под северным склоном Алайского хребта, а ее северное окончание поднимается под Ферганскую впадину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1974. 222 с.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
3. Rodi W.L., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // *Geophysics*. 2001. V. 66. P. 174-187.
4. Rybin A.K., Batalev V. Yu, Bataleva E.A., Mansurov A.N., Matiukov V. E. On the relationship between surface and deep structures of the Central Tien Shan lithosphere by magnetotelluric and seismic data // *Extended Abstract, 22nd EM Induction Workshop Weimar, Germany, August 24-30, 2014*.
5. Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Памиро-Алайской зоны // *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: материалы докладов Шестого международного симпозиума (23-29 июня 2014 г., г. Бишкек)*. Бишкек: ИС РАН. 2015. С. 208-217.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ МАЛЫХ ГЛУБИН

Мирзаев М.А.

e-mail: murod1984@mail.ru

Институт сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент, Узбекистан

Начиная с ноября 2015 года на территории Узбекистана, в том числе и непосредственно в городе Ташкенте, ощущалось несколько сотрясений, вызванных локальными и отдаленными землетрясениями. 7 декабря 2015 года в 12 часов 50 минут по местному времени на территории Таджикистана произошло землетрясение (координаты эпицентра: 38,39 градуса северной широты; 72,53 градуса восточной долготы; магнитуда $M=7,3$; глубина очага 300 км). 14 января 2016 г. в 08 часов 24 минуты по местному времени на территории Узбекистана также произошло землетрясение (координаты эпицентра: 41,47 градуса северной широты; 69,26 градуса восточной долготы; магнитуда $M=3,5$; глубина очага 15 км). Анализируя эти два события, можно отметить, что сотрясения от них были примерно равными и составляли 3 балла по шкале MSK-64. При первом из упомянутых землетрясений многие ощущали 5-минутное сотрясение, а при во втором - удар снизу, сопровождавшийся скрежетом. Первое из них имело далекий эпицентр, который находился в горах Гиндукуша, примерно в 30 км от озера Сарез, а второе - местное землетрясение, эпицентр которого находился под Ташкентом.

Известно, что землетрясения на Земле распределены неравномерно и их глубины в различных частях разные. Выделяют коровые ($H<40$), подкоровые ($H>40$) и глубокофокусные землетрясения, глубина которых достигают 300-700 км. На территории Узбекистана происходят землетрясения с глубиной $H<40$ км, т.е. коровые. При составлении карт общего сейсмического районирования и микрорайонирования точность в определении глубин землетрясений имеет большое значение, так как интенсивность сотрясений при одной и той же магнитуде землетрясения, но при разных глубинах бывает разной.

При построении карт макросейсмической балльности в расчетах закладывается так называемая «средняя глубина очага» для землетрясений заданной магнитуды. Как показывают элементарные построения, если очаг землетрясения неглубокий, то сейсмический эффект на поверхности может существенно превышать прогнозируемый.

Поэтому правильные оценки минимальной глубины землетрясений, и в особенности для максимального возможного на данной территории, очень важны.

Локальный эффект, существенно превышающий прогнозируемый для «нормальных» глубин, можно наблюдать при небольших энергиях (магнитудах) землетрясений, если очаг находится на очень малой глубине. Яркими примерами таких событий являются следующие землетрясения: Дарам-Сборское, 1930 г. с $M=2.5\pm 0.5$, интенсивность в эпицентре 7 баллов, глубина очага 3.0 км; Питакульское, 1941 г. с магнитудой $M=3.9$, интенсивность в эпицентре 7-8 баллов, глубина очага 3 км (2-5 км); Деишинское (Ташбулакское), 1943 г. с магнитудой $M=4.7$, интенсивность сотрясений 8-9 баллов при глубине очага 2.5 (1.5-4) км; землетрясение 1960 г. в Агадире (Марокко), когда при весьма умеренном с $M=5,3$ землетрясении на очень малой площади наблюдались сотрясения 9-10 баллов. Критериев картирования зон ВОЗ для таких землетрясений пока не разработано. Однако анализ каталогов землетрясений Центральной Азии показывает, что такие землетрясения происходят, хотя их доля составляет небольшой процент от всех известных землетрясений.

В целях правильного определения значения h_{min} для максимального возможного землетрясения использованы макросейсмические данные, каталоги землетрясений и другие сейсмологические материалы. Были получены зависимости сейсмической интенсивности от магнитуды землетрясения и глубины очага для различных районов республики [1-3]. В данной работе мы сопоставляем эти параметры для Приташкентского района и Ферганской долины. Применяя метод экстремальных оценок для глубин землетрясений, мы построили огибающие кривые минимальных значений зарегистрированных глубин и интерполировали их в сторону сильных землетрясений (до магнитуды 7).

Зависимости магнитуды от глубин возможных землетрясений для Приташкентского района и Ферганской долины приведены на рис. 1.

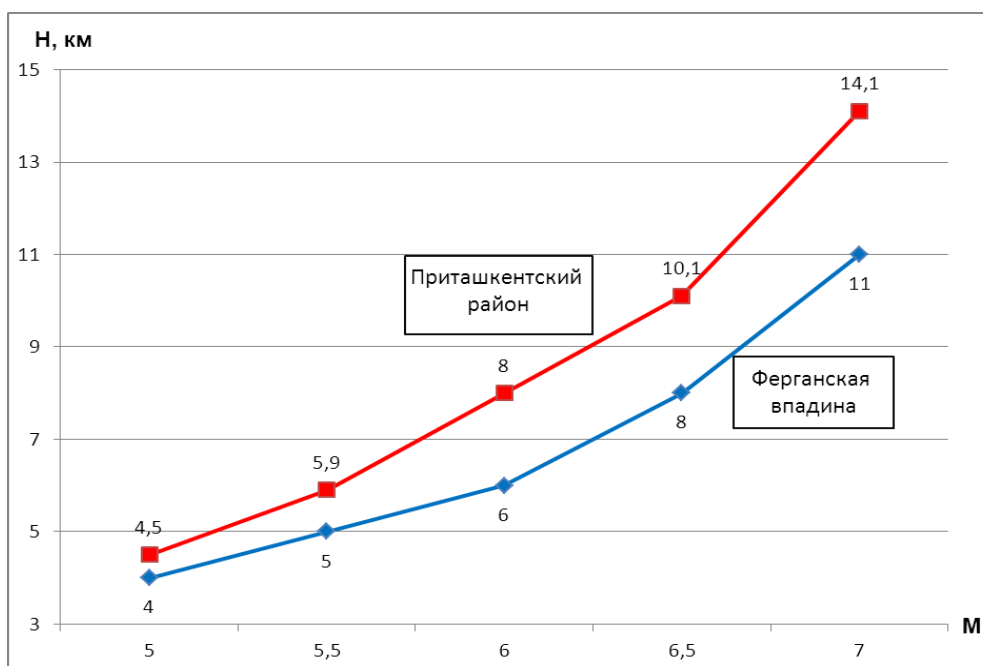


Рис. 1. Минимальная глубина землетрясений различного энергетического уровня для Приташкентского района и Ферганской впадины.

Как видно из рисунка, на территории Приташкентского района для землетрясений с магнитудой $M=5$ и $M=6$ глубины не могут быть меньше значений $H=4,5$ км и $H=8$ км соответственно. Эти же значение для территории Ферганской долины составляют значения $H=4$ и $H=6$ км. Для землетрясений больших магнитуд ($M=7$) эта разность может достигать более 3 км. Резюмируя изложенное, можно отметить, что минимальная глубина очагов

сильных землетрясений Ферганской долины намного меньше, чем для территории Приташкентского района. Каков будет максимальный сейсмический эффект, если землетрясения на этих территориях будут происходить на минимальной глубине? Андижанское землетрясение 1902 г. с магнитудой $M=6.4$ имело интенсивность сотрясения в эпицентре более 9-ти баллов. Его глубина была 9 км, что очень близко к минимальной глубине ($H=8$ км). Ташкентское землетрясение 1868 года с более высокой магнитудой $M=6.7$ имело интенсивность в эпицентре 8 баллов, поскольку глубина очага этого землетрясения была существенно больше, чем в Андижане и составляла около 15 км. В таблице 1 приведены максимальные значения макросейсмической балльности Приташкентского района и Ферганской долины.

Таблица 1. Макросейсмическая балльность Приташкентского района и Ферганской долины

Исследуемая территория	Интенсивность землетрясений	Максимальные значения макросейсмической балльности при различных магнитудах M					
		$M=5,0$	$M=5,5$	$M=6,0$	$M=6,5$	$M=7,0$	$M=7,5$
Приташкентский район	I_{\max}	8,2	8,3	8,8	9,2	9,5	-
Ферганская долина	I_{\max}	8,3	8,7	9,2	9,3	9,7	10,0

Как видно из таблицы, приведенные значения макросейсмического эффекта в случае возникновения землетрясения на минимальной допустимой глубине, превосходят примерно на один балл принятые на картах ОСР-2011. Поскольку вероятность возникновения таких событий чрезвычайно мала, то даже в самом опасном варианте нормативных карт (при $P=99\%$ непревышения сейсмического воздействия в течение 50 лет) они не отражены. Однако для правильной оценки сейсмической опасности особо ответственных объектов эти оценки необходимы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артиков Т.У. и др. Туябугузское землетрясение 25 мая 2013 г. // Геология и минеральные ресурсы. № 3. 2014. С. 38-44.
2. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмическая опасность территории Узбекистана. 2011. 254 с.
3. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Фадинова Р.П. Модифицированные уравнения макросейсмического поля и сводная карта изосейст происшедших землетрясений // Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкент: ГИДРОИНГЕО. 2002. С. 37-39.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СВЯЗИ ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОвого ПОТОКА И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ (ΔT) ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРА И КАШКАДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Мирсаидова Н.М., Абдусаломов Х.А., Бегмуродов М.И., Умурзаков Р.А.
 тел.: +998977115891, +998977501854; e-mail: st_ngf@mail.ru, umrah@mail.ru
 Ташкентский государственный технический университет имени Абу Райхана Беруни,
 г.Ташкент, Республика Узбекистан

Перспектива развития поисково-разведочной геологии непосредственно связана с геофизическими показателями геологической среды регионов. В настоящее время без них не обходится ни одно производственное и научное предприятие. В поисково-разведочной

практике используются практически все виды геофизических данных. При этом, как показал анализ опубликованных работ, практически отсутствуют статьи, посвящённые взаимосвязи этих геофизических показателей. Необходимость изучения этого вопроса появилась в связи с выявлением дешифровочных признаков на космических снимках аномальных зон теплового потока [1], которые связывают с проявлениями каналов глубинного тепломассопереноса (ГТМП) [2]. Изучение связи плотности теплового потока с магнитными аномалиями в пределах отдельных площадей дали неожиданные результаты. Так, при сопоставлении карты плотности теплового потока с картой магнитных аномалий (ΔT) было выявлено, что аномальные зоны повышенных значений плотности теплового потока (более 70 и 80-90 мВт/м²) в большинстве случаев соответствуют зонам с пониженными значениями магнитных аномалий (ΔT). Данные по Сурхандарьинской впадине указывают на наличие линейной связи между ними: при возрастании плотности теплового потока уменьшается значение магнитной аномалии (см. статью Абдусаломов Х.А. и др. в настоящем сборнике). Перед нами стояла задача проверить это и в других регионах, в частности, в юго-западных отрогах Гиссара и в Кашкадарьинской впадине.

Целью настоящих исследований было выявление зависимости между аномалиями магнитного поля (ΔT) и плотностью теплового потока для Кашкадарьинской впадины и юго-западных отрогов Гиссара. Для этого была выполнена оцифровка карт по тепловому полю и магнитным аномалиям изучаемой территории, которые составили основу для статистической обработки. Был выполнен однофакторный дисперсионный анализ влияния плотности теплового потока на распределение магнитных аномалий. Результаты дисперсионного анализа по территории юго-западных отрогов Гиссара приводятся в таблице 1.

В пределах рассматриваемой территории при градациях плотности теплового потока 20-40, 40-60 и 60-80 мВт/м² средние значения магнитных аномалий составляют -0,47, +0,08 и -0,42 мЭ соответственно. Их дисперсии составили соответственно: 0,42, 0,28 и 0,01. График изменения показан на рис.1А. Как видно из рисунка, при повышении значений плотности теплового потока наблюдается сначала повышение значений аномалий магнитного поля от -0,47 до 0,08 мЭ, затем понижение до -0,42 мЭ. Чтобы делать достоверные выводы, необходимо убедиться в достоверности различий средних значений магнитных аномалий. Для этого мы воспользовались критерием Стьюдента [3]. Расчётное значение критерия Стьюдента определяется согласно выражению:

$$t_d = \frac{M_1 - M_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}}, \quad (1)$$

где t_d , t_{st} - расчётное и стандартное значения критерия Стьюдента; M_1 и M_2 - два соседних средних значения изучаемой величины; σ_1^2 , σ_2^2 - дисперсии для указанных средних; n_1 , n_2 - объёмы выборок.

Отношение дисперсии к объёму выборки:

$$\frac{\sigma_1^2}{n_1} = m_1 \quad (2)$$

представляет ошибку определения соответствующей выборочной средней.

Если $t_d \geq t_{st}$ на порогах вероятности прогнозов β_1 , β_2 или β_3 соответственно {0,9 0,99 0,999}, то разность принимается достоверной с соответствующей вероятностью.

Если $t_d < t_{st}$, то достоверность разности считается неустановленной.

Таблица 1. Результаты дисперсионного анализа по юго-западным отрогам Гиссара

Юго-Западные отроги Гиссара						
Градации теплового потока				Результаты расчётов		
	20-40	40-60	60-80	$H_{\Sigma} = \frac{\sum V^2}{N} = 69,09$		$r = 3$
n	360	57	23	$N = \sum n = 440$	$C_x = \sum H_i - H_{\Sigma} = 15,01$	
$\sum V$	-169,27	4,66	-9,74	$\sum \sum V = -174,35$	$C_z = \sum \sum V^2 - \sum H_i = 146,95$	
$H_i = \frac{(\sum V)^2}{n}$	79,59	0,38	4,12	$\sum H_i = 84,10$	$C_y = \sum \sum V^2 - H_{\Sigma} = 161,96$	
$\sum V^2$	210,86	15,78	4,40	$\sum \sum V^2 = 231,04$	$\sigma_x^2 = \frac{C_x}{r-1} = 7,50$	
M_{cp}	-0,47	0,08	-0,42	$M_{\Sigma cp} = -0,40$	$\sigma_z^2 = \frac{C_z}{N-r} = 0,34$	
Показатель силы влияния (СВ)	$\eta_x^2 = \frac{C_x}{C_y} = 0,09$			Ошибка СВ $m_{\eta_x^2} = (1 - \eta_x^2) \cdot \frac{r-1}{N-r} = 0,0042$		
Достоверность СВ	$\phi = \frac{\eta_x^2}{m_{\eta_x^2}} = 22,32$			$v_1 = r - 1 = 2$ $v_2 = N - r = 437$ (табл IX, с.317) $F_{st} = \{8,5 - 26,1 - 123,8\}$ 0,95 0,99 0,999 $\beta_1 \quad \beta_2 \quad \beta_3$		
Достоверность влияния фактора:						
$\Delta = F_{st} \cdot m_{\eta_x^2} =$	0,04			$\tilde{\eta}_x^2 = \frac{\eta_x^2 + \Delta}{\eta_x^2 - \Delta} = 0,13$		
($\beta_1 = 0,95$)				$\tilde{\eta}_x^2 = \frac{\eta_x^2 + \Delta}{\eta_x^2 - \Delta} = 0,06$		
Достоверность по Фишеру:				Выводы:		
$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_z^2} =$	22,32			Влияние фактора на резульативный признак в пересчёте на генеральную совокупность составляет от 6 до 13 %. На все остальные вместе взятые приходится около 87%.		

В таблице 2 приводятся результаты расчётных значений критерия Сьюдента и их сопоставление со стандартными. Между первой и второй градациями плотности теплового потока средние значения магнитных аномалий различаются достоверно, т.к. расчётное значение (t_d) составляет 7,14, что более чем в два раза превышает стандартное значение 3,3 на пороге вероятности 0,999 безошибочных прогнозов. Также достоверна разность средних значений магнитных аномалий между градациями Q: 40-60 и 60-80 мВт/м². Вероятность её также на третьем уровне и составляет 0,999.

Таблица 2. Оценка достоверности разности средних магнитных аномалий в зонах с различной градацией плотности теплового потока юго-западных отрогов Гиссара

Q _i	n	T _{cp}	σ ²	t _{cp}	t _{st}		
					0,9	0,99	0,999
20-40	360,00	-0,47	0,42				
				7,14	2,0	2,6	3,3
40-60	57,00	0,08	0,28				
				6,89	2,0	2,6	3,3
60-80	23,00	-0,42	0,01				

Результаты оценки разности средних свидетельствуют о том, что излом на графике является неслучайным и связан с естественными природными факторами. С чем это связано? Чтобы ответить на этот вопрос необходимо знать, как меняется эта зависимость в других районах. Поэтому далее рассмотрим результаты по району, расположенному к западу от юго-западных отрогов - Кашкадарьинской впадине (табл.3).

Таблица 3. Результаты дисперсионного анализа по Кашкадарьинской впадине

Кашкадарьинская впадина					
Градации плотности теплового потока			Результаты расчётов		
	20-40	40-60	$H_{\Sigma} = \frac{\sum V^2}{N} = 59,28$		$r = 2$
n	115	236	$N = \sum n = 351$		$C_x = \sum H_i - H_{\Sigma} = 0,22$
$\sum V$	-43,16	-101,09	$\sum \sum V = -144,25$		$C_z = \sum \sum V^2 - \sum H_i = 70,58$
$H_i = \frac{(\sum V)^2}{n}$	16,20	43,30	$\sum H_i = 59,50$		$C_y = \sum \sum V^2 - H_{\Sigma} = 70,79$
$\sum V^2$	24,59	105,49	$\sum \sum V^2 = 130,08$		$\sigma_x^2 = \frac{C_x}{r-1} = 0,22$
$M_{\text{гр}}$	-0,38	-0,43	$M_{\text{гр}} = -0,41$		$\sigma_z^2 = \frac{C_z}{N-r} = 0,20$
Показатель силы влияния (СВ)	$\eta_x^2 = \frac{C_x}{C_y} = 0,0031$		Ошибка СВ	$m_{\eta_x^2} = (1 - \eta_x^2) \cdot \frac{r-1}{N-r} =$	0,0029
Достоверность	$\phi = \frac{\eta_x^2}{m_{\eta_x^2}} = 1,08$		$v_1 = r - 1 = 1$ $v_2 = N - r = 349$ [табл. IX, с. 317] $F_{st} = \{8,5 - 26,1 - 123,8\}$ 0,95 0,99 0,999 $\beta_1 \quad \beta_2 \quad \beta_3$		
Доверительные границы при пересчёте на генеральную совокупность					
$\Delta = F_{st} \cdot m_{\eta_x^2} = 0,02$			$\tilde{\eta}_x^2 = \frac{\eta_x^2 + \Delta}{\eta_x^2 - \Delta} = 0,03$		
$(\beta_1 = 0,95)$			$\tilde{\eta}_x^2 = \frac{\eta_x^2 + \Delta}{\eta_x^2 - \Delta} = -0,02$		
Достоверность по Фишеру			Выводы:		
$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_z^2} = 1,08$			Влияние показателя на результивный признак составляет при пересчёте на генеральную совокупность от 2 до 3 % от всей суммы действующих факторов.		

Здесь средние значения магнитных аномалий в зонах с плотностью теплового потока 20-40 мВт/м² принимают значения -0,38 мЭ, а для 40-60 мВт/м² – -0,41 мЭ. К сожалению, мы имеем возможность судить только по этим двум данным. Они свидетельствуют, что с ростом плотности теплового потока значения магнитных аномалий уменьшаются. На рис. 1Б приводится график изменения магнитных аномалий в зонах с различной градацией плотности теплового потока для Кашкадарьинской впадины. Как видно, графики для юго-западных отрогов Гиссара и Кашкадарьинской впадины существенно отличаются друг от друга. Чем определяется такое различие, пока трудно сказать, хотя можно говорить о тектоническом различии этих регионов: первый – поднятие, второй – впадина, и различии в геологическом строении разреза: в положении фундамента и наличии осадочного покрова.

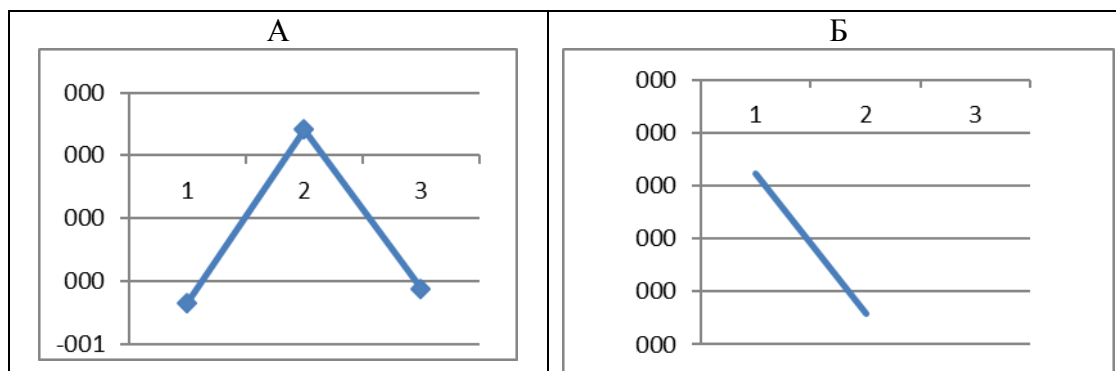


Рис.1. Графики изменения значений магнитных аномалий (ΔT) в зонах с различной градацией плотности теплового потока (А – для юго-западных отрогов Гиссара; Б - для Кашкадарьинской впадины).

Если сравнивать полученные данные с результатами по Сурхандарьинской впадине (см. статью Абдусаломова и др. в этом сборнике), то по сходству графиков можно отметить, что для впадин характерна линейная форма зависимости с общим уменьшением значений магнитных аномалий с повышением плотности теплового потока.

Таким образом, в результате исследований можно сделать следующие выводы:

1) в Кашкадарьинской впадине (так же, как и в Сурхандарьинской) с ростом плотности теплового потока значения магнитных аномалий уменьшаются, зависимость имеет линейную форму;

2) в юго-западных отрогах Гиссара с ростом плотности теплового потока наблюдается сначала повышение, а затем понижение значений магнитных аномалий. Достоверность и значимость результатов принимается с вероятностью 0,999;

3) для принятия окончательных выводов о характере зависимости изучаемых показателей геофизических полей необходимо привлечь материалы и по другим регионам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абидов А.А., Азимов Б.А., Халисматов И.Х., Садуллаев А.Ш. Разработка спектральных классификаторов фотоаномалий каналов глубинного теплопереноса // Вестник ТашГТУ. 2012. № 3-4. С.129-134.
2. Абидов А.А., Долгополов Ф.Г., Поликарпов А.А. Роль процесса глубинного теплопереноса в формировании и размещении месторождений нефти и газа на территории Узбекистана // Узбекский геологический журнал. 1997. № 5. С. 60-65.
3. Плохинский Н.А. Биометрия. М.: Изд-во МГУ. 1970. 368 с.

АНАЛИЗ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ ЕСТЕСТВЕННОГО НЕЙТРОННОГО ПОТОКА НА АЛМАТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Мухамадиев А.О., Остапенко В.Ф., Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е.
 тел.: 8(727)269-46-03, 8 7772251814; e-mai: u.abdullaev@mail.ru
 Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Землетрясения относятся к одним из наиболее грозных стихийных бедствий. Они производят огромные разрушения и вызывают многочисленные жертвы среди населения. Поскольку предотвратить землетрясения невозможно, возникает проблема прогноза этого явления. Во всем мире проводятся исследования различных эффектов, связанных с

землетрясениями, которые могли бы быть использованы в качестве их предвестников. Одним из таких наиболее ярких эффектов, по нашему мнению, являются аномальные вариации естественного нейтронного потока (ЕНП) у земной поверхности или под землей, исследования которых описаны в данной статье.

Происхождение ЕНП объясняется следующими причинами: 1 – генерация нейтронов при взаимодействии космического излучения с ядрами атомов вещества атмосферы и земной коры; 2 – возникновение нейтронов при взаимодействии альфа-частиц, испускаемых радиоактивными элементами, с ядрами атомов легких элементов, входящих в состав атмосферы и земной коры; 3 – свободные нейтроны образуются при спонтанном делении ядер урана [1]. Кроме того, у земной поверхности имеются нейтроны солнечного происхождения. Однако их количество незначительно, поскольку свободные нейтроны нестабильны и распадаются с периодом полураспада порядка 15 минут. Поэтому большая часть солнечных нейтронов успевает распасться по пути к Земле [2].

Мюоны обладают большой проникающей способностью в сравнении с остальными компонентами космических лучей. Специальные измерения показали, что при прохождении слоя горных пород, под которым находится счетчик нейтронов, поток мюонов ослабляется в 12 раз, а остальные компоненты космических лучей практически полностью поглощаются данным слоем горных пород. В литературе [3] имеются указания на наличие ряда процессов, происходящих в недрах и вызывающих появление дополнительного потока нейтронов, выходящих на поверхность земли. С таким мнением трудно согласиться, так как наши измерения под землей не отмечают наличия нейтронов, образованных в результате процессов, отличных от указанных выше. Кроме того, проникающая способность нейтронов не слишком большая, поэтому поток нейтронов, идущий из недр на поверхность, должен был бы полностью поглощаться слоем горных пород и почвы.

Работы по мониторингу ЕНП были начаты в 1996 году, когда в штольне на сейсмостанции Медео был установлен сцинтилляционный детектор медленных нейтронов, в котором рабочим элементом является сернистый цинк, активированный бором.

В 2005 году аналогичный детектор был установлен в штольне сейсмостанции Курты. Эти детекторы имеют относительно небольшой рабочий объем, что обусловило их невысокую эффективность регистрации нейтронов. Скорость счета нейтронов данных детекторов в наших условиях близка к 10 имп/час.

В 2008 году был приобретен более эффективный газоразрядный детектор медленных нейтронов типа РКС-01Н производства фирмы «СОЛО» (Алматы), в котором в качестве рабочего элемента используется газ He-3. Этот детектор обеспечивает в наших условиях скорость счета на порядок больше, нежели использовавшиеся нами сцинтилляционные детекторы. Данный детектор был размещен в штольне Талгарского ущелья в 2009 году.

Непрерывная регистрация естественного нейтронного потока осуществляется на станциях Курты, Медео, Талгар и Алматы. На станции Алматы работы велись с 2012 г.

Регистрация ЕНП на всех трех пунктах осуществляется в непрерывном круглосуточном режиме с дискретностью отсчетов в 1 час. Выявлено, что величина ЕНП не зависит в пределах точности измерений от колебания таких метеорологических факторов, как температура воздуха и атмосферное давление. Не обнаружено связи ЕНП с магнитными бурями. Таким образом, выявлено, что результаты измерений ЕНП являются весьма устойчивыми во времени. Однако результаты наших длительных непрерывных измерений величины ЕНП показали, что иногда скорость счета нейтронов на часовом интервале резко увеличивается. Установлено, что аномально большие вариации ЕНП, превосходящие фоновые значения на утроенную среднеквадратическую погрешность измерения (3σ), зачастую предваряют последующие землетрясения энергетических классов ($K \geq 12,0$), эпицентры которых находятся на удалении до 300 км от места регистрации нейтронов. При этом аномалии ЕНП опережают последующие землетрясения на время от одних до десяти суток. Но основная масса аномальных вариаций ЕНП (до 70%) укладывается в интервале до

4-х суток. Таким образом, учитывая сказанное, можно рассматривать аномальные вариации в качестве вероятных предвестников землетрясений [4-5].

Обработка материалов осуществлялась на основе часовых замеров. При этом во временном ряду ЕНП не было обнаружено гармоник, обусловленных влиянием приливных сил. Это подтверждает высказанное ранее предположение, что природа ЕНП, скорее всего, связана с космическими лучами, проникающими в толщу горных пород к месту расположения детектора нейтронов, находящегося в штольне [6].

За рассматриваемый период с 2012 по 2015 гг. произошло 4 сильных землетрясения с $K \geq 12,0$ на территории Алматинского прогностического полигона (АПП). На примере показаны следующие 4 землетрясения:

- 30.05.2012 г. – с координатами: 43°23 с.ш. и 78°46 в.д., с энергетическим классом $K=13,7$, на расстоянии $R=77$ км.
- В 2013 году было два землетрясения: 1) 28.01.2013 г. – с координатами: 42°31 с.ш. и 79°40 в.д., с $K=14,7$, $R=200$ км; 2) 23.11.2013 г. – с координатами 42°25 с.ш. и 75°42 в.д., с $K=13,1$, $R=200$ км.
- 14.11.2014 г. – с координатами: 42°06 с.ш. и 77°16 в.д., с $K=13,6$, $R=126$ км.
- 15.03.2015 г. – с координатами: 42°28 с.ш. и 75°02 в.д., с $K=11,9$, $R=209$ км.

Представлены графики среднесуточного значения количества выбросов ЕНП за недельный период до землетрясения. В 2012 г. была одна аномалия ЕНП со значением, превышающим среднефоновое более чем на утроенную среднеквадратичную погрешность. В 2013 г. было три аномалии ЕНП со значениями, превышающими среднефоновое более чем на утроенную среднеквадратичную погрешность. В 2014 году была одна аномалия ЕНП со значением, превышающим среднефоновое более чем на утроенную среднеквадратичную погрешность. В 2015 году было две аномалии ЕНП со значениями, превышающими среднефоновые значения более чем на утроенную среднеквадратичную погрешность.

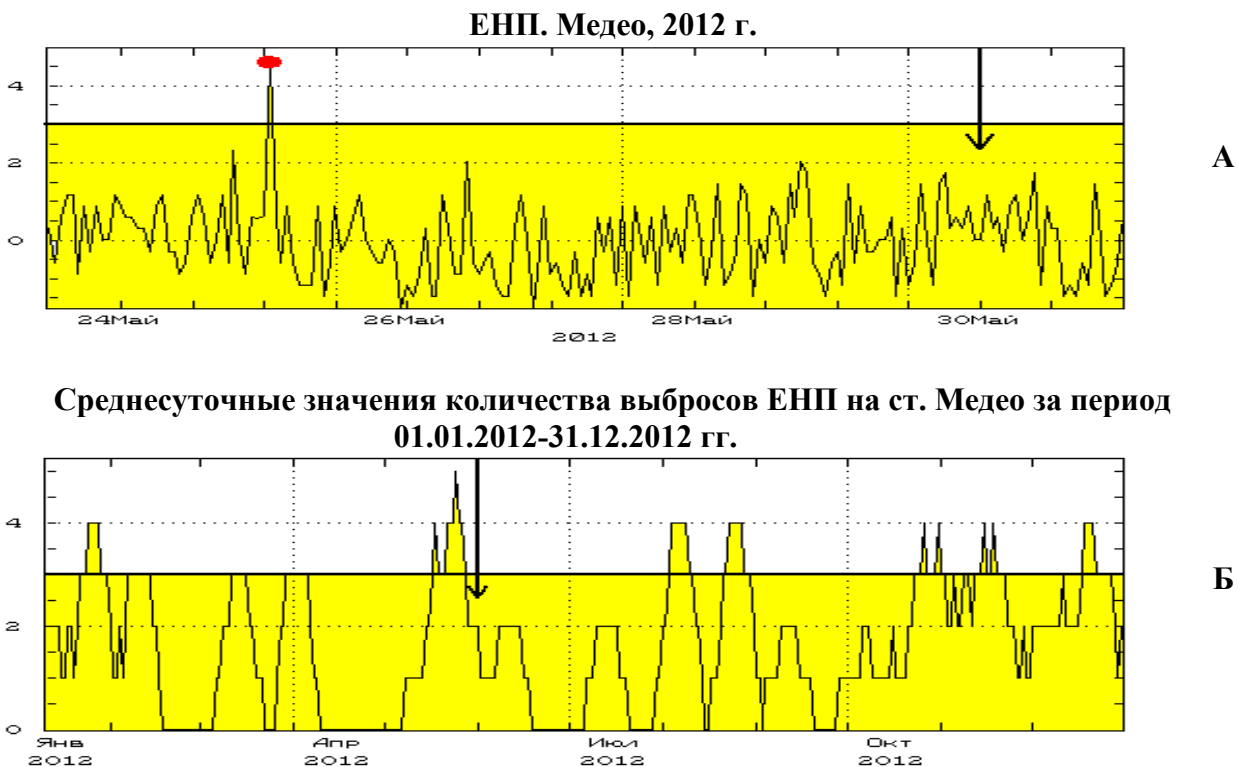
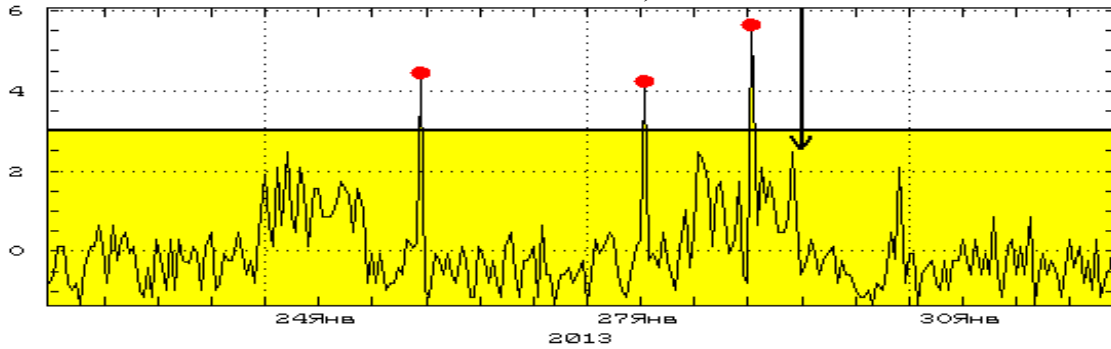


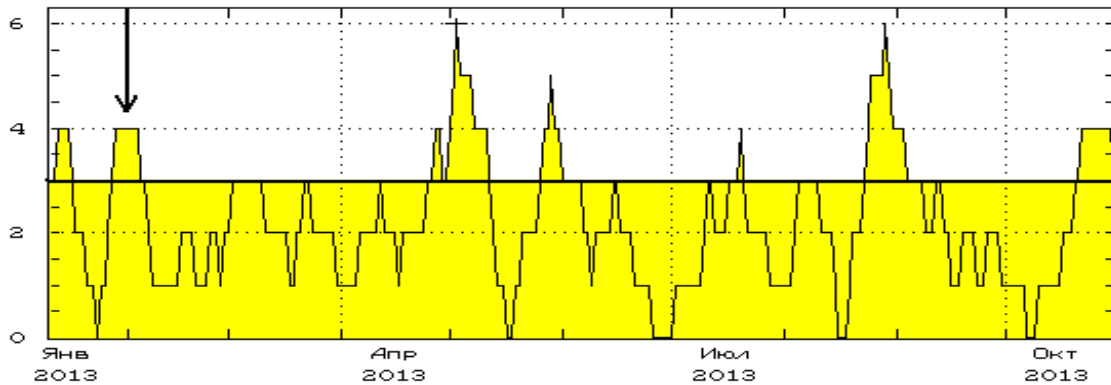
Рис. 1. Примеры проявления аномалий ЕНП накануне землетрясения 30.05.2012 с $K=13,7$ на расстоянии $R=77$ км.

ЕПН. Медео, 2013 г.



А

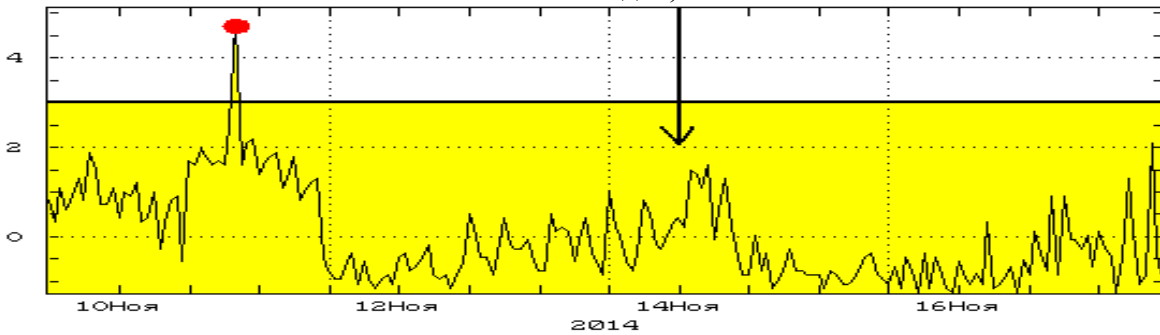
Среднесуточные значения количества выбросов ЕПН на ст. Медео за период 01.01.2013-31.12.2013 гг.



Б

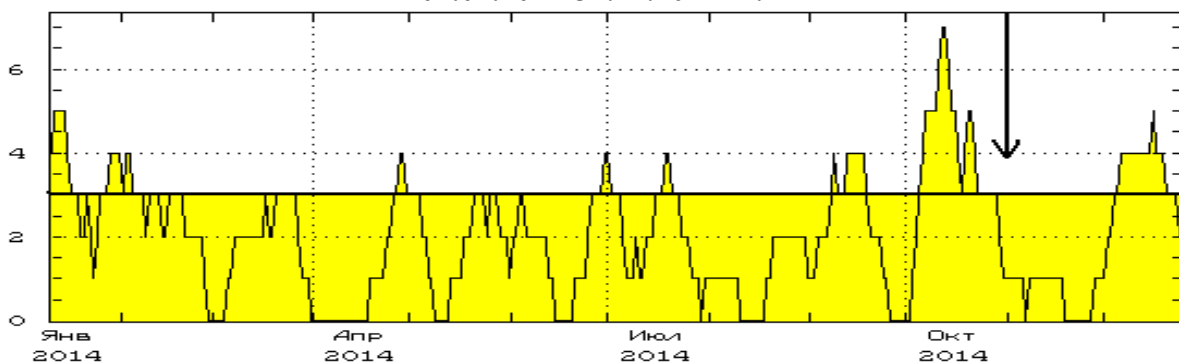
Рис. 2. Примеры проявления аномалий ЕПН накануне землетрясения 28.01.2013 г. с $K=14,7$ на расстоянии $R=200$ км (А) и 23.11.2013 г. с $K=15,1$ на расстоянии $R=200$ км (Б).

ЕПН. Медео, 2014 г.



А

Среднесуточные значения количества выбросов ЕПН на ст. Медео за период 01.01.2014-31.12.2014 гг.



Б

Рис. 3. Примеры проявления аномалий ЕПН накануне землетрясения 14.11.2014 г. с $K=13,6$ на расстоянии $R=126$ км.

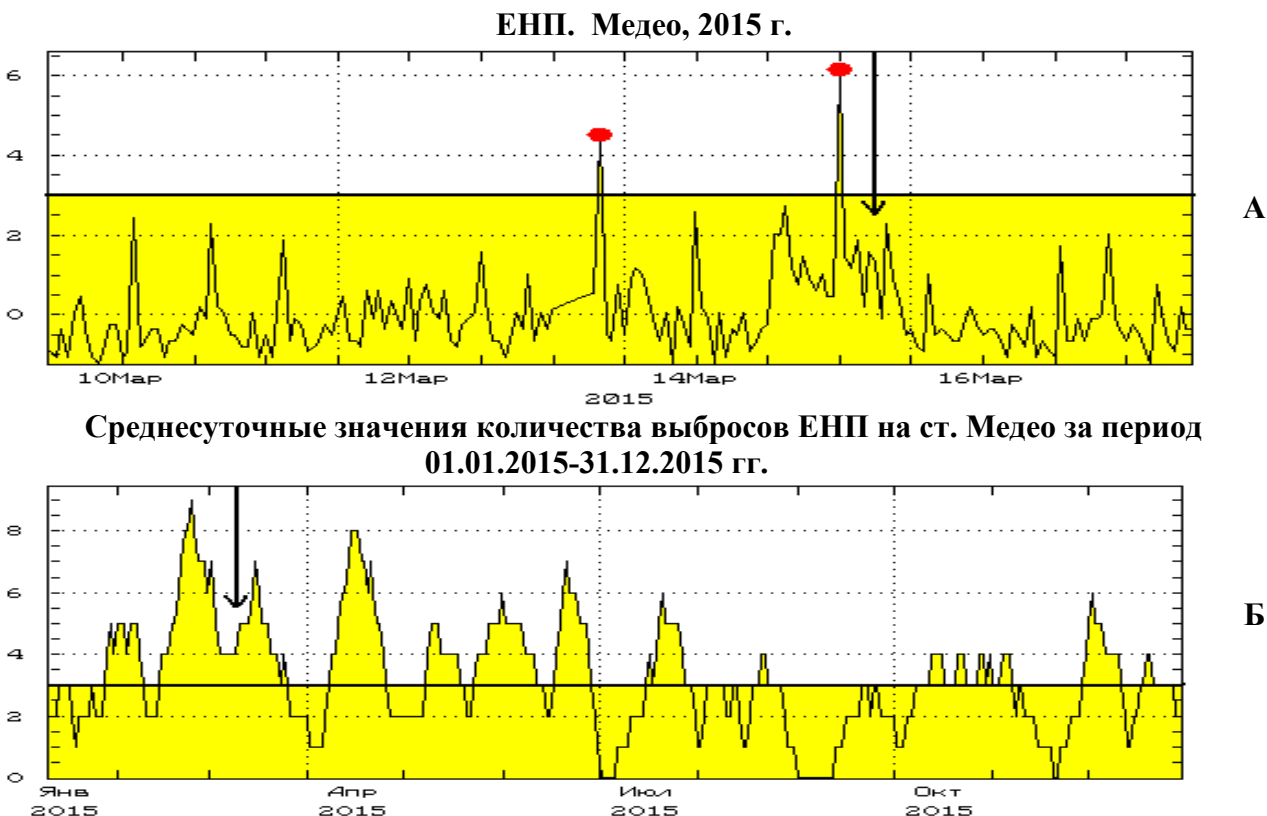


Рис. 4. Примеры проявления аномалий ЕНП накануне землетрясения 15.03.2015 г. с $K=11,9$ на расстоянии $R=209$ км.

На рисунках 1, 2, 3, 4 представлены графики среднесуточного значения количества выбросов ЕНП: график А – за недельный период до землетрясений, а график Б – годовые среднесуточные значения количества выбросов.

Из таблицы № 1 видно, что все исследуемые землетрясения предварялись аномалиями ЕНП. Время опережения землетрясений аномалиями ЕНП лежит в пределах от одного часа до шести суток. Таким образом, аномалии ЕНП являются весьма информативным параметром, характеризующим сейсмическую обстановку в радиусе до 300 км от места регистрации.

Таблица 1. Сопоставление аномалий ЕНП по станции Медео с землетрясениями с $K \geq 12,0$ за период с 2012-2015 гг.

Землетрясения				Даты аномалий ЕНП	
№п/п	Дата	Класс, К	R, км	Дата	
1	30.05.2012	13,7	77	25.05.2012	
2	28.01.2013	15,1	200	27.01.2013	28.01.2013
3	14.11.2014	13,6	126	11.11.2014	
4	15.03.2015	12,6	88	13.03.2015	15.03.2015

Методика выявления предвестниковых аномалий заключается в следующем: из временного ряда ЕНП за интересующий период выделяется 2-недельный интервал. Если данные интервала являются качественными, т.е. отсутствуют пропуски и выбросы, обусловленные техническими причинами, то значения этого интервала подвергаются процедуре стандартизации, после которой отдельные величины были выражены в единицах

среднеквадратичной погрешности. Затем производилось выделение часовых интервалов, для которых значения составляют 3σ и более. Произведен расчет по программе «Neut».

Предвестниковые аномалии ЕНП на разных станциях возникают для одного и того же землетрясения не синхронно, но всегда в пределах упреждения от одних до 10 суток.

Можно сделать следующий вывод: аномальные выбросы естественного нейтронного потока являются довольно эффективными краткосрочными предвестниками сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.В., Зябкин В.А., Лятковская Н.М., Цветков О.С. // Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М.: Атомиздат. 1966. 333 с.
2. Асатрян Г.А., Асатрян Гр.А., Бабаян В.Х., Стожков Ю.И., Оганян Г.Ж. Увеличение интенсивности ионизирующей компоненты космических лучей в период Спитакского землетрясения 1988 г. // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1991. Т. 55. № 10. С. 1979-1981.
3. Володичев Н.Н. и др. // Космические исследования. 1996. № 6. С. 1.
4. Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тянь-Шаня). 2002. Алматы: Эверо. 352 с.
5. Остапенко В.Ф., Красноперов В.А. Аномальные вариации естественного нейтронного потока и проблема краткосрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2009. № 2. С. 130-136.
6. Абдуллаев А.У., Остапенко В.Ф. Исследование аномальных вариаций естественного нейтронного потока на Алматинском прогностическом полигоне в качестве возможных предвестников сильных землетрясений / Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: тезисы докладов 7-го Казахстанско-Китайского международного симпозиума. 2010. Алматы. С. 56-57.

ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АППАРАТУРЫ MTU-5 ФИРМЫ «PHOENIX GEOPHYSICS»

Нелин В.О.

e-mail: nelin_vitaliy@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Кыргызстан

Метод магнитотеллурических зондирований (МТЗ) основан на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли – магнитотеллурического поля (МТ-поля). Естественное электромагнитное поле содержит колебания различной частоты. За счет явления скин-эффекта более высокочастотные колебания МТ-поля быстрее затухают с глубиной, в то время как низкочастотные компоненты спектра проникают на большие глубины. Высокочастотные составляющие поля несут информацию лишь о приповерхностной части разреза. С понижением частоты вклад более глубоких частей разреза в наблюдаемое поле возрастает, и мы получаем информацию о глубинной части разреза [1].

Природа низкочастотного (менее 1 Гц) МТ-поля в первую очередь связана с взаимодействием исходящего от Солнца и изменяющегося во времени потока заряженных частиц (солнечного ветра) с магнитосферой и ионосферой Земли. Магнитные бури – интенсивные изменения поля, для которых характерен резкий рост напряженности и её последующий спад [2].

Измеряемыми величинами являются электрические (E_x и E_y) и магнитные (H_x , H_y и H_z) составляющие электромагнитного поля. Величину сопротивления среды определяет импеданс – отношение горизонтальных составляющих электромагнитного поля – электрической к магнитной (E_x/H_y) и (E_y/H_x) на различных периодах (частотах) колебаний поля [2].

Существующие на сегодняшний день модификации метода МТЗ позволяют проводить исследования в очень широком диапазоне глубин – от первых десятков метров до первых сотен километров.

Технология МТЗ является лидирующей в области региональных электроразведочных исследований. Важные области ее применения – изучение перспектив нефтегазоносности бассейнов и оценка сейсмической опасности регионов[2].

Чаще всего сейчас МТЗ выполняется с использованием аппаратуры MTU фирмы «Phoenix Geophysics» (Канада) – это пятиканальные измерительные станции MTU-5 и MTU-5A, позволяющие регистрировать электрические (E_x , E_y) и магнитные (H_x , H_y , H_z) компоненты магнитотеллурического поля.

Весь процесс первичной обработки магнитотеллурических данных условно можно разбить на два этапа. Рассмотрим каждый из них.

Первый этап выполняется с помощью программы SSMT2000. Программа SSMT2000 является комплексом утилит. В данном случае мы рассмотрим стандартную обработку магнитотеллурических данных, далее МТ-данных.

Предварительно необходимо проверить рабочие папки и файлы, которые необходимы для дальнейшей обработки МТ-данных. Должно быть 2 папки: CALL и DATA. В папке CALL находятся калибровки датчика и регистрирующей станции. Калибровки необходимы для достоверного определения истинных величин электромагнитного поля. Их название соответствует серийным номерам магнитных датчиков и бокса. Должно быть четыре файла: три файла калибровок датчиков магнитного канала и один файл калибровок регистрирующей станции MTU-5.

В папке DATA хранятся рабочие файлы с расширениями *.TBL и *.TS. Файл TBL содержит служебную информацию о точке наблюдения: координаты, время старта и время окончания записи, напряжение станции. Также для конкретизации добавляется название участка работ, операторов, производящих запись, и значения сопротивления в пункте наблюдения. В отличие от файлов *.TBL, TS-файлы содержат вариации магнитотеллурического поля.

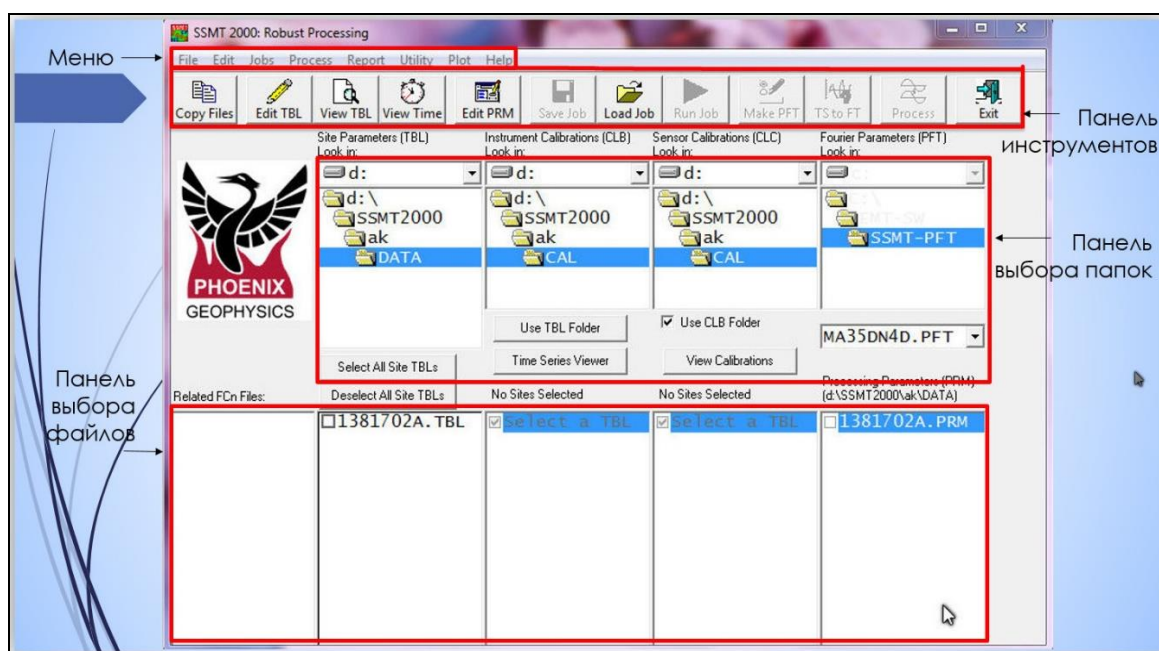


Рис. 1. Рабочее окно программы SSMT2000.

После того как проверена целостность данных и калибровок, запускается программа SSMT2000 (рис. 1). В верхней части рабочего окна программы имеется панель меню, которая обеспечивает доступ ко всем функциональным возможностям программы. Ниже панели меню располагается панель инструментов, которая помогает запускать выполнение необходимых для стандартной обработки МТ-данных команд. При этом порядок их расположения соответствует порядку выполнения этих команд. В зависимости от текущего этапа обработки, некоторые из областей панели инструментов могут быть заблокированы, но во время процесса обработки они становятся доступными. Панель меню включает некоторые расширенные задачи, которые не доступны в панели инструментов. Также имеется панель выбора папок и файлов, которая даёт возможность легко и быстро выбрать необходимые папки.

Опция TIME SERIES VIEWER дает возможность просмотреть записанные аналоговые данные и оценить качество записей (рис. 2).

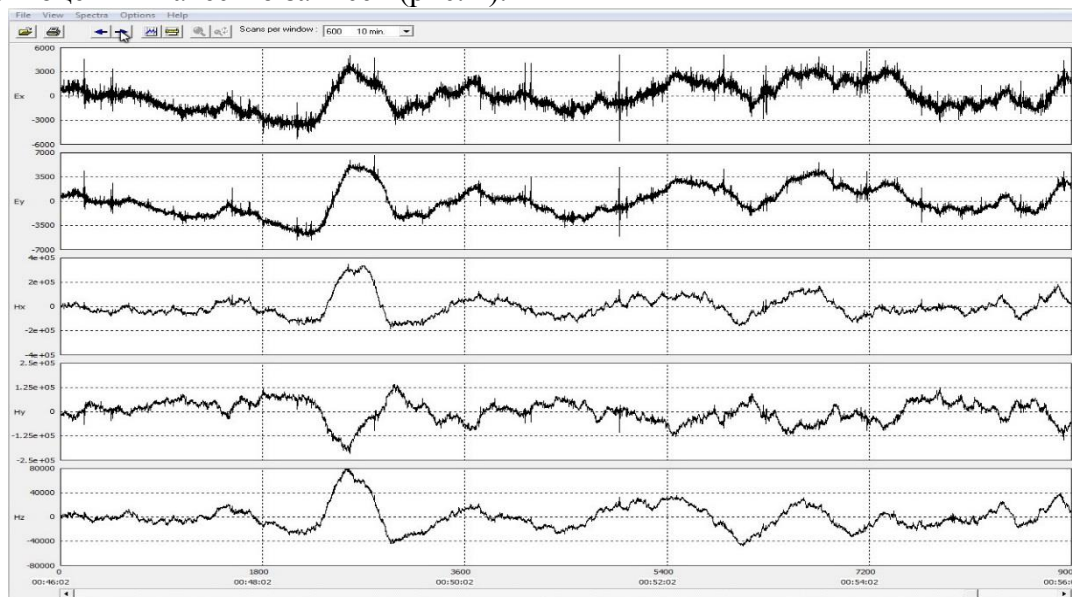


Рис. 2. Графическое изображение данных, полученных на стационарном пункте наблюдения Чон-Курчак.

После просмотра аналоговой записи выполняется преобразование Фурье. На этой стадии программа SSMT дает возможность задавать значения различных параметров обработки: тип входных данных, набор частот выходных данных и полоса частот, в которой будет проводиться обработка, временной параметр, который по умолчанию равен продолжительности записи (предусмотрена возможность сокращения временного интервала записи). Утилита TStoFT (time series to Fourier transform) осуществляет преобразование Фурье, после чего результаты сохраняются в новый файл с расширением *.FCn, где n-полоса частоты. На основе полученных после преобразования значений рассчитываются компоненты тензора импеданса. При этом также можно задавать значения следующих параметров: тип опорных каналов, частотный диапазон и др. Полученный после этого файл имеет расширение *.PRM. Далее применяется функция Process, которая отрывает полноэкранное окно DOS и повторно выполняет преобразование Фурье.

Эта процедура может занять несколько минут, в зависимости от размеров файла. В результате программа SSMT генерирует файлы *.MTH и *.MTL, представляющие интерес для дальнейшего анализа МТ-данных. Далее с помощью программы GSPLIT (General Spectra Plot) осуществляем оценку качества полученного материала (рис. 3). Рисунок 3

соответствует «разбитой» записи, то есть записи, не пригодной для дальнейшей обработки в чистом виде. Такие записи требуют дополнительной обработки.

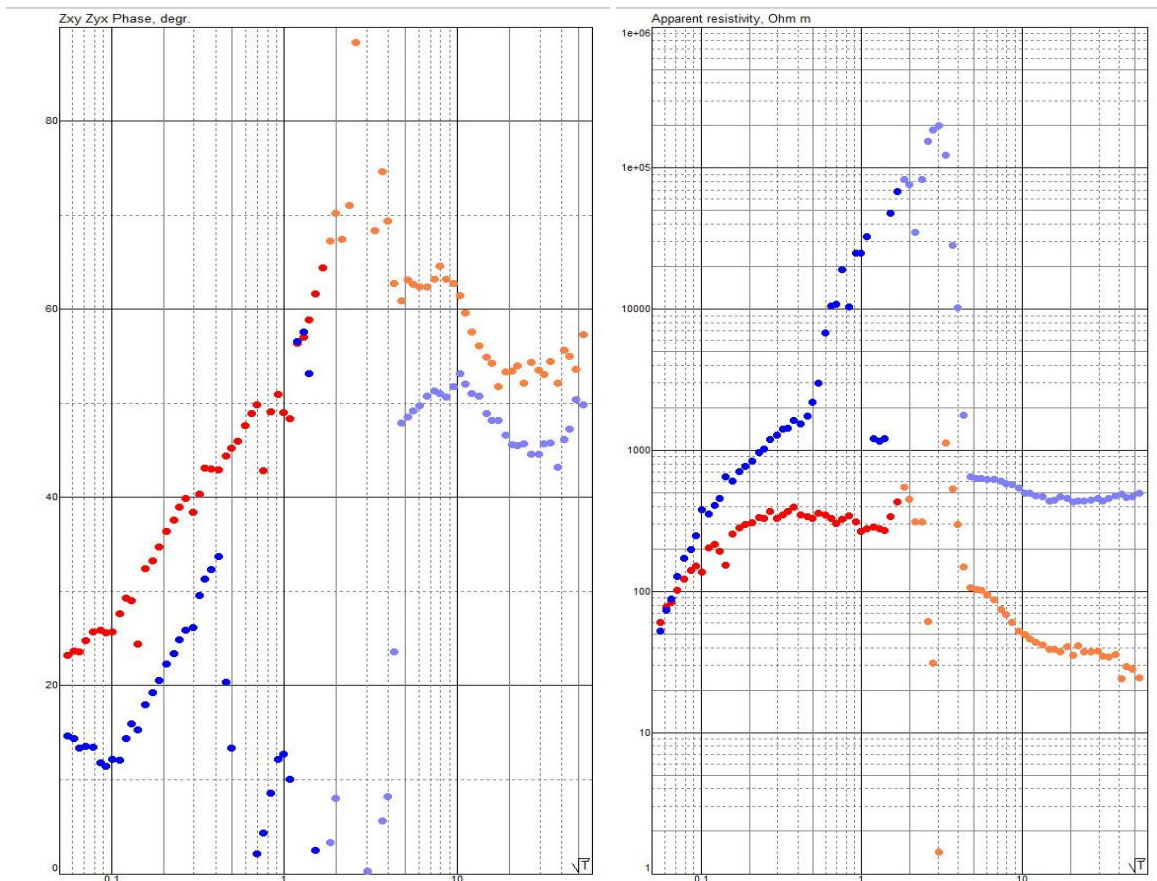


Рис. 3. Графическое отображение параметров МТ-поля в программе GSPLOT. Пример записи низкого качества.

Второй этап связан с работой в программе CORRECTOR, которая позволяет редактировать искажения данных, возникшие в результате каких-либо помех.

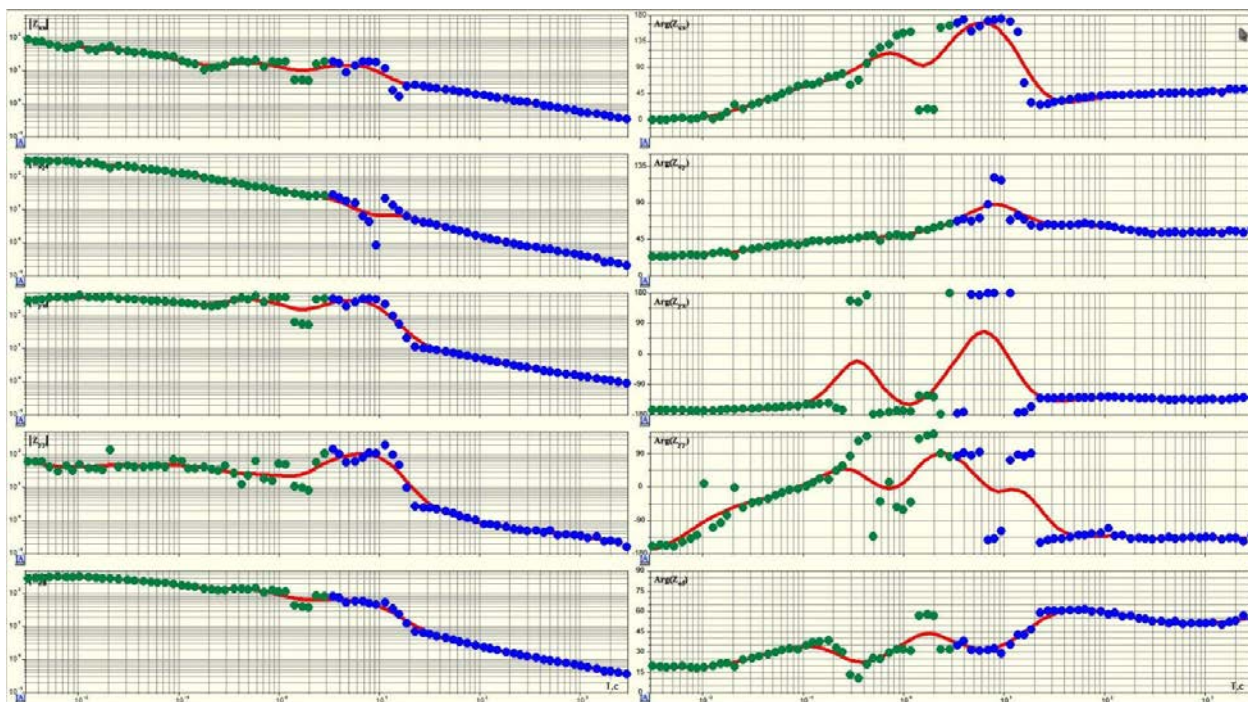


Рис. 4. Графическое отображение параметров МТ-поля в программе CORRECTOR. Пример записи низкого качества.

На рисунке 4 приведен пример (использовались те же данные, что и на рисунке 3) построения графических зависимостей в программе CORRECTOR. Здесь также можно заметить, что был использован не совсем качественный материал. Используемая программа позволяет устранить этот недостаток – существует возможность отредактировать МТ-данные. Для обработки применяется определенный алгоритм действий, после чего качество материала значительно улучшается (рис. 5).

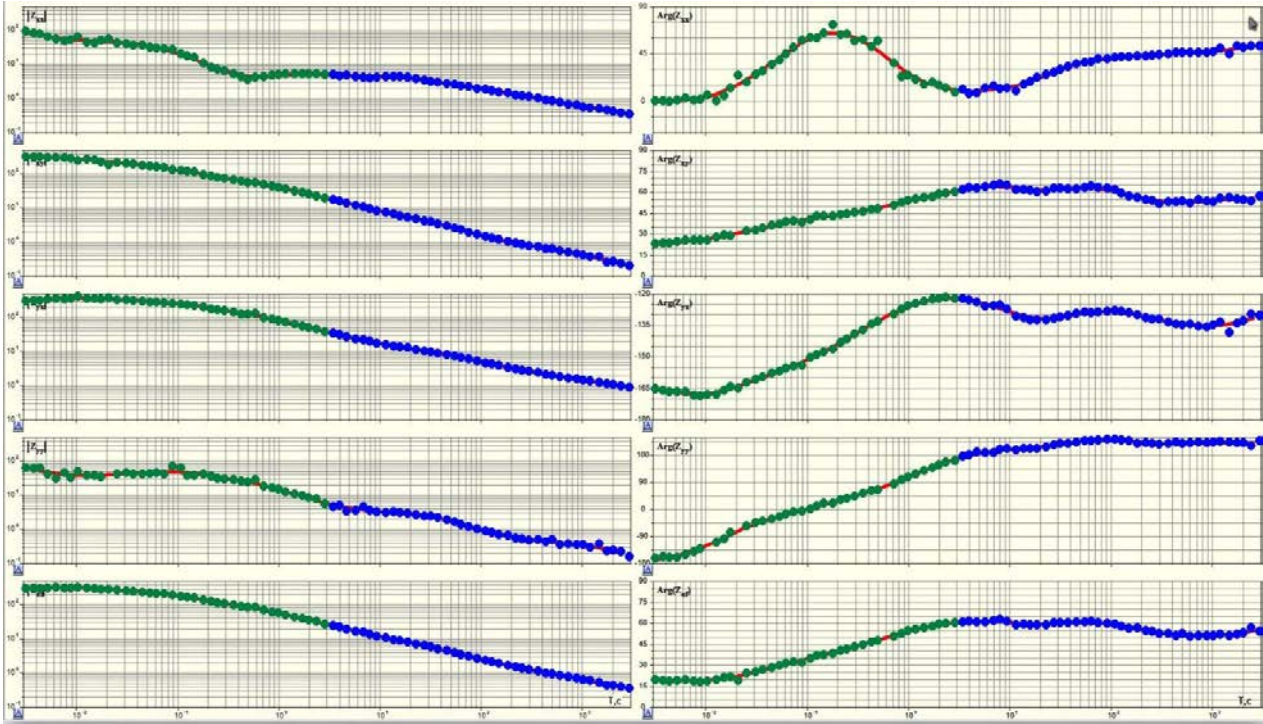


Рис. 5. Графическое отображение параметров МТ-поля в программе CORRECTOR. Пример откорректированной записи.

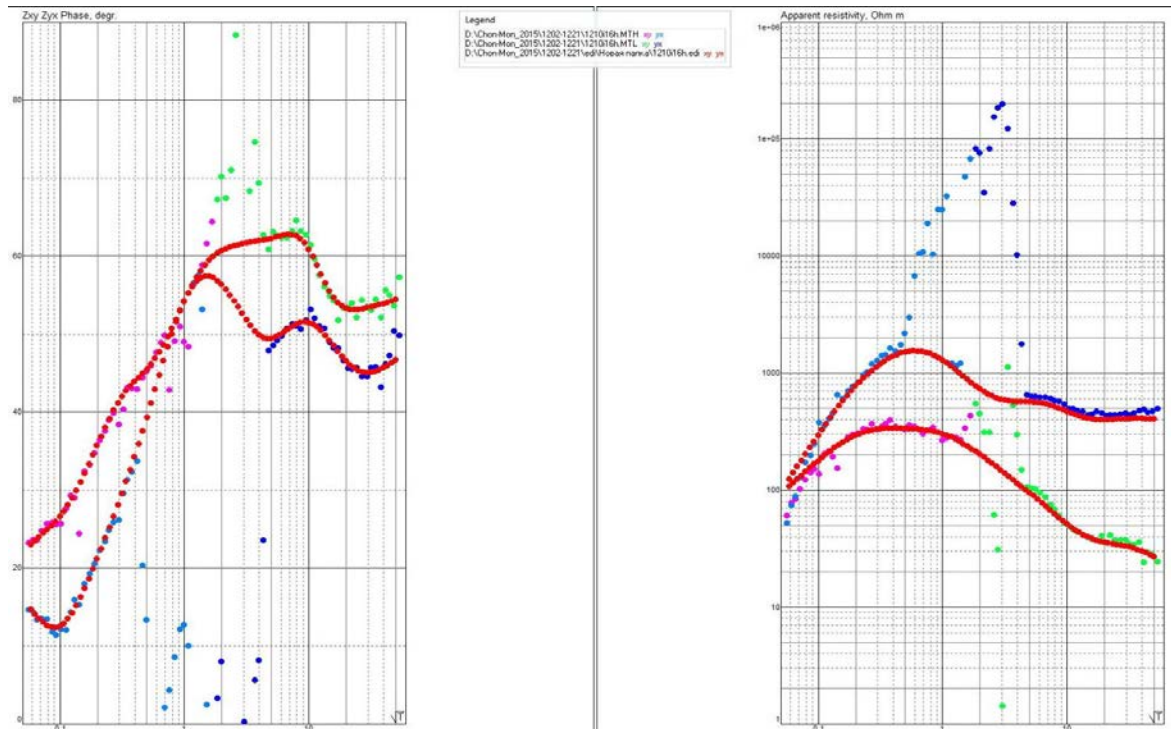


Рис. 6. Графическое отображение параметров МТ-поля в программе GSPLOT. Пример откорректированной записи.

Из отредактированных данных формируется файл универсального формата с расширением *.EDI. Для оценки «полезности» корректировки данных, приведем графики тех же самых зависимостей, что и на рисунке 3, но откорректированных в программе CORRECTOR. (рис. 6).

Таким образом, основная цель первичной обработки данных магнитотеллурического зондирования сводится к улучшению качества первичного (полевого) материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
2. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра. 1986. 316 с.

ОЦЕНКА ДОБРОТНОСТИ СРЕДЫ НА ОСНОВЕ ОТНОШЕНИЙ СПЕКТРОВ *P*- ИЛИ *S*-ВОЛН ДВУХ СТАНЦИЙ

Никольский Е., Теплов Д., Сычева Н.А.
тел.: 0555970235; e-mail: koitash@mail.ru

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан
Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Уменьшение амплитуды сигнала землетрясения по мере распространения от источника происходит по причине объемного затухания и геометрического расхождения. Согласно работе [1], процесс затухания и геометрического расхождения может быть описан выражением:

$$A(f, t) = t^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}}, \quad (1)$$

где β принимается равным 1.0 для объемных волн и 0.5 для поверхностных. Для вычисления выражения (1) необходимо знать поглощающие свойства среды или добротность среды, которую принято обозначать как Q . Методы расчета добротности среды описаны в работе [1]. Наиболее популярным из них является метод отношений спектров *P*- или *S*-волн.

Если сейсмические волны землетрясения записаны двумя станциями, находящимся на разных расстояниях от него, то разница в амплитуде записей, для рассматриваемой частоты, обусловлена процессом затухания. Исходя из выражения (1), мы можем описать процесс затухания амплитуд по каждой из станций в следующем виде:

$$A_1(f, t_1) = t_1^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t_1}{Q(f)}} \quad (2)$$

$$A_2(f, t_2) = t_2^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t_2}{Q(f)}}$$

Если предположить, что геометрическое расхождение и значение k – величины постоянные, то можно записать следующее:

$$\frac{A_2(f, t_2)}{A_1(f, t_1)} = \left(\frac{t_2}{t_1} \right)^{-\beta} e^{-\frac{\pi(t_2 - t_1)}{Q(f)}} \quad (3)$$

Из выражения (3) можно вычислить $Q(f)$ как:

$$Q(f) = \frac{-\pi f(t_2 - t_1)}{\ln(A_2(f, t_2) / A_1(f, t_1) + \beta \ln(t_2 / t_1))} \quad (4)$$

Этот метод в значительной степени зависит от абсолютных амплитуд, поэтому если на станциях установлены разные датчики, то в исследуемые данные необходимо внести инструментальные поправки. Также важно знать сайт-эффект (*amplification*) слоя непосредственно под каждой станцией. Если сайт-эффект различен, то также необходимо внести соответствующие поправки. Суть метода хорошо иллюстрирует рис.1, где приведен пример сейсмограмм на двух станциях с обозначением времени прихода *P*- и *S*-волн и анализируемых окон, а также результирующие графики отношений спектров *P*- и *S*-волн двух станций.

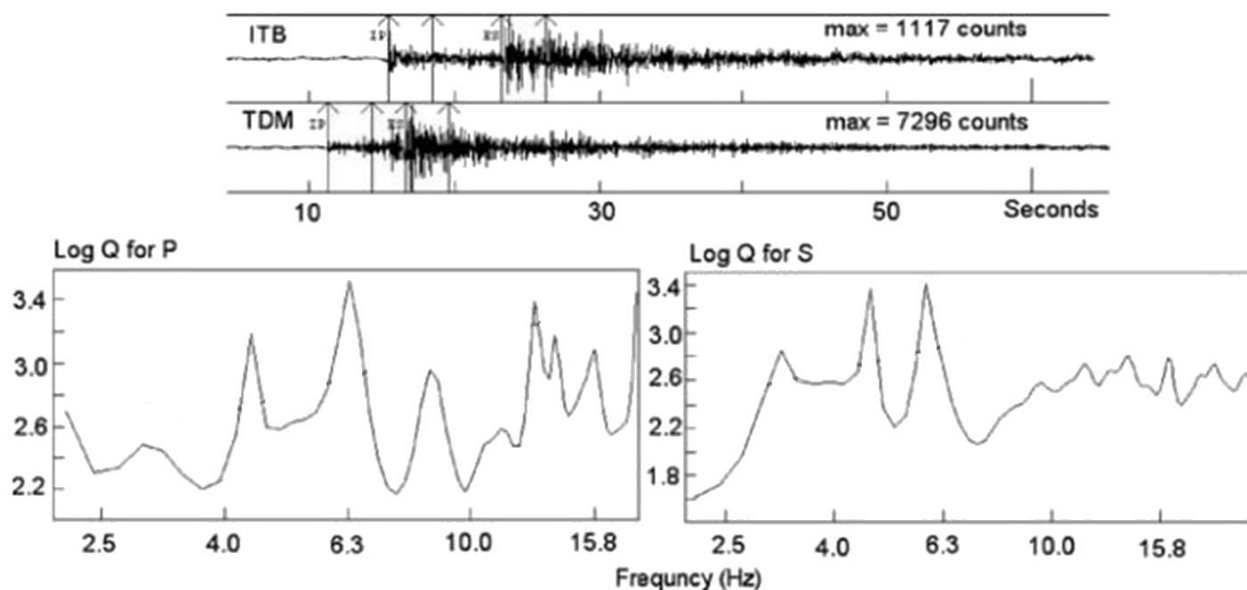


Рис. 1. Вычисление Q , на основе отношения спектров. На верхнем рисунке показаны сейсмограммы землетрясений с 2-х станций с выделением анализируемых окон длительностью 4 с. Слева внизу показана Q_p как функция частоты и справа Q_s . Записи землетрясений по станциям *ITB* и *PDH* (*Z* компонента) сети Танзании (09.11.1992, $M_L = 1.9$).

Необходимо отметить, что метод отношений спектров имеет некоторую неопределенность, связанную со следующими причинами:

- для анализа может быть выбрано окно, которое включает не только прямую волну, но и отраженные волны;
- на ближайшую станцию может прийти прямая *P*-волна (P_q), а на удаленную станцию только отраженная (P_n);
- геометрическое расхождение, принятое как константа, может быть различным для обеих станций;
- может быть различной направленность очага землетрясения для обеих станций.

Исходя из этого, для получения надежного результата, анализ должен быть выполнен для множества событий и расстояний для усреднения вариаций параметров.

Обработка множества событий требует автоматизации процесса вычисления отношений спектров. Автоматизация предполагает разработку программного обеспечения для решения этой задачи. Целью этой работы является разработка и реализация функций программного обеспечения, реализующих обработку данных для получения отношения спектров.

Исходные данные и методика обработки. Согласно рис. 1, для анализа данных используются записи землетрясений. За время работы сейсмологической сети KNET зарегистрировано около 9000 локальных землетрясений. На основе непрерывного архива сейсмологических данных для каждого события, которое произошло в период с 1999 по 2014

гг. (более 5000 событий), сформированы записи скоростей сейсмических волн (в нм/с) с частотой оцифровки 100 Гц в формате *mseed*. Запись включает 10 с до вступления *P*-волны и 300 с после. Для анализа данных используются все компоненты записи землетрясения (*Z*, *N*, *E*).

Ниже представлена последовательность обработки записи, которая применима для каждой станции, каждой компоненты и для каждой рассматриваемой волны (*P*- или *S*-волна):

1. Чтение записи землетрясения рассматриваемой компоненты.
2. Определение времени прихода рассматриваемой волны.
3. Выделение окна рассматриваемой волны.
4. Применение поправок за прибор.
5. Устранение линейного тренда [1].
6. Сглаживание сигнала (5%- косинудальное окно).
7. Вычисление спектра [2].
8. Применение поправок за сайт эффект [4].
9. Сглаживание спектра методом Коно-Омачи [3].

Исследование частично поддержано по гранту РФФИ 15-05-06857.

ЛИТЕРАТУРА

1. Havskov J., Ottermoller L. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. Springer Science+Business Media. 2010. 347 p.
2. Мячин М.Л. Лекции по цифровой обработке сигналов. ЯрГУ. 1996-2004. С. 40.
3. Сысоев И.В. Введение в численные методы обработки данных. Учебно-методическое пособие. Саратовский государственный университет. 2004. С. 74-76.
4. Konno K. and Omachi T. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor // Bull. Seism. Soc. Am. 1998. V. 88. N. 1.
5. Сычева Н.А., Мансуров А.Н., Сычев В.Н. Предварительные оценки станционных поправок сейсмических станций сети KNET (Северный Тянь-Шань) на основе горизонтально-вертикальных спектральных отношений землетрясений // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: материалы Третьей тектонофизической конференции 8-12 октября 2012 г. в Москве. Т. 2. С. 191-194.

ВАРИАЦИИ МЕТЕОПАРАМЕТРОВ НА БИОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ НАБЛЮДЕНИЙ НА АЛМАТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Ню В.А., Суровцева Н.В., Кан М.Р.
тел.: 8 777 833 82 71; e-mail: nu_viktoriya@mail.ru
ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Казахстан

Возникновение сильных и разрушительных землетрясений связано с современной геодинамикой тектоносферы. Сейсмический процесс характеризуется цикличностью чередования периодов активизации и затишья, выявленной на основе изучения закономерностей распределения сейсмичности. За последние 120 лет в недрах Земли наблюдалось два крупных цикла активизации сейсмических процессов, сопровождающихся катастрофическими землетрясениями. Первый цикл начался в 1885 г. и продолжался до 1915 года. В этот период практически во всех сейсмоактивных поясах Земли произошли землетрясения с магнитудами 8.0 и более (Иран, 1885; Италия, 1886; Мексика, 1891; Япония, 1897; Китай, 1902; Индия, 1905; Тайвань, 1906; Чилик, 1906; Аляска, 1906). На территории Северного Тянь-Шаня первый цикл активизации сейсмичности отмечен такими катастрофами, как Верненская (1887 г.), Чиликская (1889 г.), Кеминская (1911 г.).

В конце XX и в начале XXI веков наступил второй цикл активизации сейсмических катастроф. Об этом свидетельствуют разрушительные землетрясения, произошедшие в Японии (1995 г., 2003 г.), Турции (1999 г.), Индии (2001 г.), Тайване (2002 г.), Афганистане (2002 г.), США (2002 г.), Китае (2003 г.), Юго-Восточной Азии (2004 г.). Последствия их привели к огромному количеству жертв и значительным материальным потерям. Вероятность того, что во втором цикле сейсмической активизации на территории Казахстана и прилегающих районов произойдут разрушительные землетрясения, высока. Здесь с конца XX века в сейсмическом режиме формируется аномальная зона, пространственно приуроченная к очаговым зонам Кеминского, Верненского и Чиликского землетрясений [1].

Землетрясения и обусловленные ими вторичные геологические и техногенные факторы представляют угрозу безопасности населения и экономическому потенциалу многих стран. Согласно современным данным землетрясения занимают четвертое место в ряду природных катастроф по величине ущерба (10%), количеству пострадавших (4%) и третье место по количеству смертных случаев (16% от общего числа погибших). К настоящему времени выявлено огромное число связей параметров сейсмического процесса с процессами, воздействующими на природную среду и общественную жизнь. Влияние физических факторов среды обитания в период сейсмической активизации на территории или вблизи очага землетрясения приводят к аномальной активности животных. В Казахстане аномальные поведения организмов взяты за основу системы сейсмобиологического мониторинга в зонах сейсмического риска [2].

Метеорологические предвестники отражают изменения атмосферных явлений, предшествующих сейсмическому событию [3]. Крупномасштабные движения атмосферы находятся под влиянием факторов космического и земного происхождения, среди которых неравномерности поглощения солнечной радиации наиболее существенны в плане формирования энергетических источников землетрясений. Являясь источником тепла, они создают запасы потенциальной энергии. В свою очередь, изменения в атмосфере оказывают значительное воздействие на сейсмические процессы, а также на вариации различных феноменологических «полей». Накануне сильных землетрясений выявлены особенности изменений ряда параметров атмосферы [4, 5].

Кроме того, атмосферные процессы имеют определенную цикличность. Воздействуя на баро-, термо-, механорецепторы живых организмов, они изменяют поведение животных до тех пор, пока не будут «включены» механизмы адаптации к меняющимся условиям внешней среды. В этой связи необходимо «очистить» ряды вариаций активности животных от «метеопомех» для выяснения связи аномального поведения с процессом подготовки сейсмического события.

В данной работе был проведен детальный анализ динамики метеопараметров на биологических стационарах («Казачка», «Ботсад», «Бурундай», «Чилик» и пункте биологических наблюдений «Курты») Алматинского прогностического полигона за 2012-2015 гг. с целью дальнейшего выявления зависимости аномальных вариаций активности животных от воздействия метеофакторов.

Были исследованы:

1. Среднесуточные вариации температуры воздуха и атмосферного давления за 2012-2015 гг. на биостационарах «Казачка», «Ботсад», «Бурундай», «Чилик» и «Курты». Построены графики вариаций этих параметров, демонстрирующие тенденцию их хода помесечно.

2. Сезонные вариации температуры воздуха и атмосферного давления на этих же биостационарах за 2012-2015 гг.

3. Проведена оценка качества измеряемых параметров путем расчетов коэффициентов корреляции между вариациями температуры воздуха и атмосферного давления на разных биостационарах (б/с) за 2012-2015 гг. с целью выявления сходимости данных измерений метеопараметров в разных точках наблюдений биополгона.

На рисунке 1 в качестве примера показаны среднесуточные вариации атмосферного давления и температуры воздуха за январь месяц в период 2012–2015 гг.

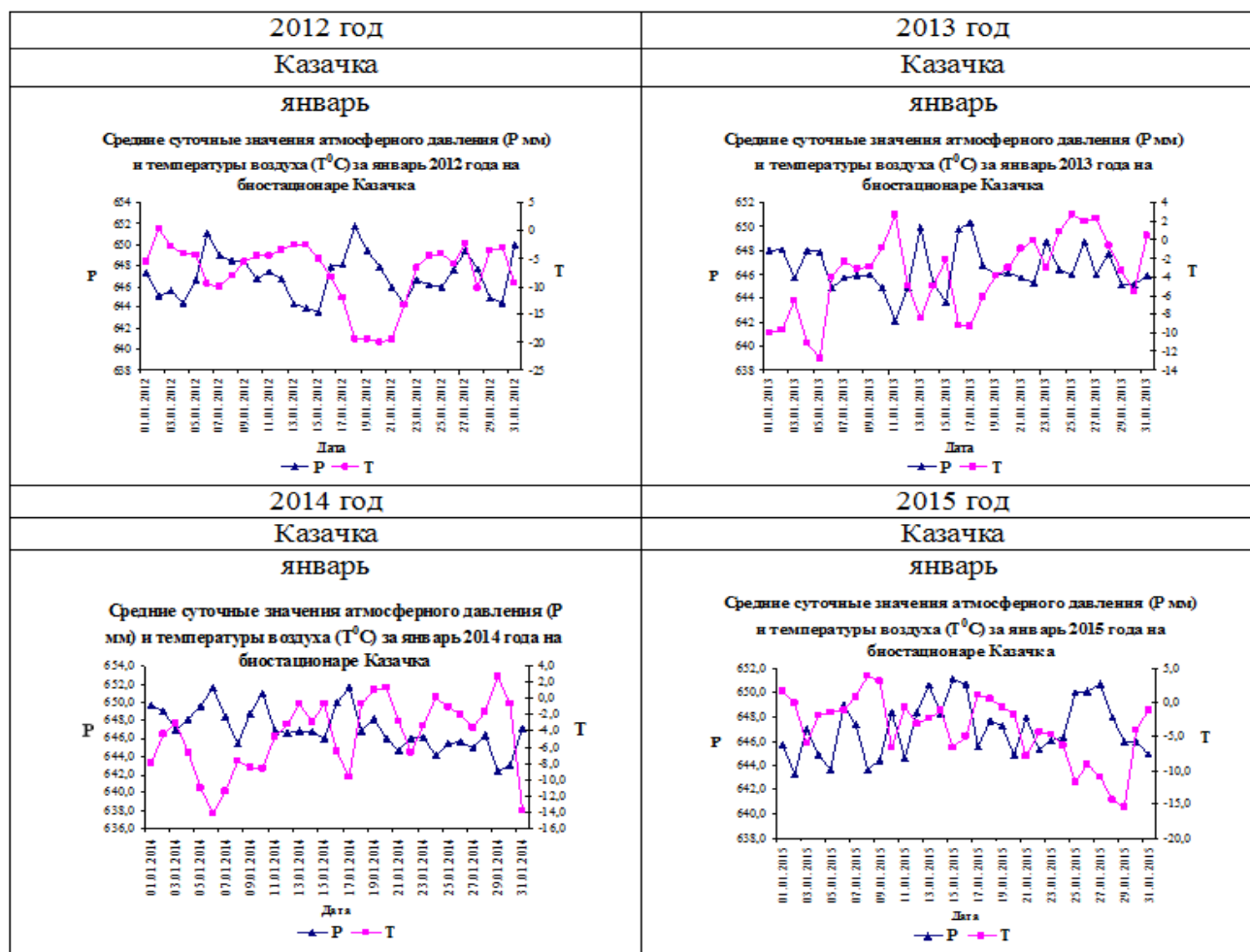


Рис.1. Средние суточные вариации значений атмосферного давления и температуры воздуха на разных станциях биополигона.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между атмосферным давлением и температурой воздуха на станциях за 2014 – 2015 гг.

2014 год					
Коэффициент корреляции	Атмосферное давление				
Станции	Ботсад	Бурундай	Казачка	Курты	Чилик
Ботанический сад	-	0,99	0,92	0,98	0,97
Бурундай	0,99	-	0,87	1,00	0,97
Казачка	0,98	0,96	-	0,85	0,87
Курты	0,99	0,99	0,96	-	0,97
Чилик	0,99	0,99	0,97	0,98	-
Температура воздуха					
2015 год					
Коэффициент корреляции	Атмосферное давление				
Станции	Ботсад	Бурундай	Казачка	Курты	Чилик
Ботанический сад	-	0,99	0,75	0,98	0,97
Бурундай	0,98	-	0,74	0,98	0,98
Казачка	0,97	0,95	-	0,72	0,73
Курты	0,98	0,99	0,95	-	0,96
Чилик	0,98	0,99	0,97	0,98	-
Температура воздуха					

Графики на рисунке 1 показывают, что тенденция хода метеопараметров на всех пунктах наблюдений биополигона сохранена. Амплитуда вариаций имеет отличия в зависимости от географического положения пункта наблюдений. Динамика среднесуточных вариаций атмосферного давления и температуры воздуха в разные сезоны года в пунктах наблюдений системы сейсмобиомониторинга идентична, что подтверждается корреляционным анализом, результат которого показывает тесную связь вариаций метеопараметров (r варьирует от 0,72 до 1,00) в разные сезоны года. Расчеты коэффициентов корреляции вариаций температуры воздуха и атмосферного давления на разных биостационарах (б/с) произведены за 2014–2015 гг. с целью выявления сходимости данных измерений метеопараметров в разных точках наблюдений биополигона. Результаты расчетов представлены в таблице 1.

Из таблицы видно, что коэффициенты корреляции демонстрируют тесную связь исследуемых параметров (r в основном достигает значения 0,98).

Таким образом, анализ атмосферных факторов показал хорошую сходимость результатов измерений на пунктах биологических измерений, что очень важно для повышения прогнозной эффективности системы сейсмобиомониторинга на основе результатов измерений высокого качества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность. А: Эверо. 2004. 504 с.
2. Осипов В.И. Природные катастрофы в центре внимания ученых // Вестник РАН. 1995. Том 65. № 6. С.483-495.
3. Бреусов Н.Г., Тихонова Е.А. Роль атмосферных процессов в активизации сейсмичности // Проблемы прогноза землетрясений и сейсмической опасности. 1994. Том 12. № 8. С. 48-62.
4. Чернявский Е.А. Атмосферно–электрические предвестники землетрясений // Метеорология и гидрология в Узбекистане. 1955. Т. 57. № 3. С. 317-327.
5. Воинов В.В., Гуфельд И.Л., Кругликов В.В. Эффекты в ионосфере и атмосфере перед Спитакским землетрясением // Ионосферные предвестники землетрясений. 1988. Т. 24. № 3. С. 96-101.

ИССЛЕДОВАНИЕ САЙТ-ЭФФЕКТА НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА КАРАКОЛ И ЕГО АГЛОМЕРАЦИЙ

Орунбаев С.Ж.

тел.: +996 312 555775; 0773-004590; e-mail: s.orunbaev@caiag.kg

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек,
Кыргызская Республика

Задача инструментальных исследований состояла в определении скоростного разреза верхних слоев земной коры под каждой площадкой по записям поперечных волн и поверхностных волн Лява и Рэлея. 30-минутные записи шумов проводились с помощью трех станций в течение двух дней. Из полученного массива записей микросейсм для анализа и обработки данных было отобрано 42 записи. Использовалась стандартная методика обработки шумов для определения резонансной частоты верхнего слоя и его мощности [1, 2].

Временная сейсмическая сеть, состоящая из 16 датчиков, записывающих короткопериодные колебания, функционирующая непрерывно с 10 июля 2011 года до октября 2011 года, была установлена в г. Каракол.

Array 1 – Север г. Каракол – N 42 32 18.1; E 078 22 34.3; 1680 m
187 юлианский день – время начало 10:00 вр. Окон. 12:00

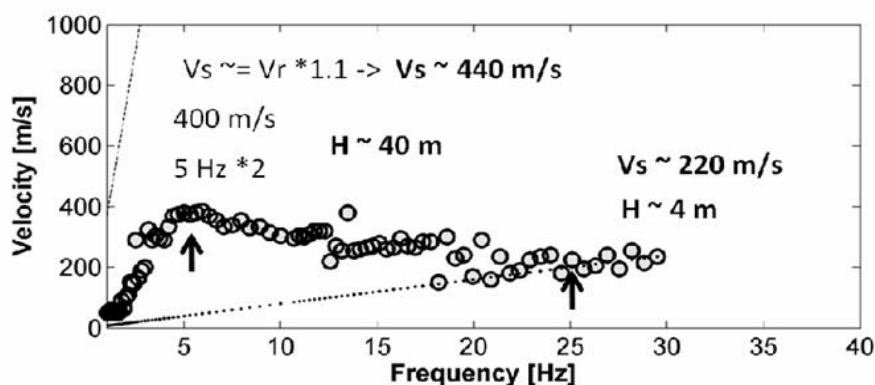


Рис. 1. Полигон площадных измерений сейсмических шумов в северной части города Каракол.

На территории города Каракол для оценки сайт-эффекта были проведены три вида сейсмометрических наблюдений: площадная съемка, точечное измерение шумов и регистрация землетрясений. Наблюдения проводились с помощью сейсмических станций Mark C34L+ EDL (20 комплектов были предоставлены GFZ и четыре комплекта принадлежат ЦАИИЗ), Geophone 4,5 Hz + SOSEWIN (20 комплектов, предоставленных GFZ), а также одна сейсмическая станция ЦАИИЗ Guralp CMG3D + EDL.

Большое количество местных, региональных и телесейсмических событий были зарегистрированы в данной сети датчиков, из которых 50 используются для исследования сайт-эффектов, так как они были зарегистрированы одновременно максимальным количеством станций.

Кроме того, измерения сейсмических шумов (SSNM) были проведены одной станцией в 34 участках по всему городу.

Поскольку структура изменения скорости распространения поперечной волны неизвестна в нижних частях города, были проведены 3 измерения массива сейсмических шумов 20 станциями в разных районах города.

На рисунках 1 и 2 отображены: местоположение и вид станций, составляющих временную сейсмическую сеть; SSNM и измерения массивов. Станция KA08 в юго-восточной части города была использована в качестве эталонного участка.

Результаты, полученные с использованием метода стандартного спектрального отношения - SSR (пример, представленный на рис. 3), показывают, что в Караколе усиление подземных толчков происходит в широком диапазоне частот. Высокие уровни усиления

наблюдаются в северной части города, недалеко от озера Иссык-Куль. Следует отметить, что усиление также наблюдается на частоте ниже 0,2 и 0,3 Гц.

На рисунке 3 отображены SSR и результаты сейсмических шумов на основе H/V со станции КА02, расположенной в центре города.

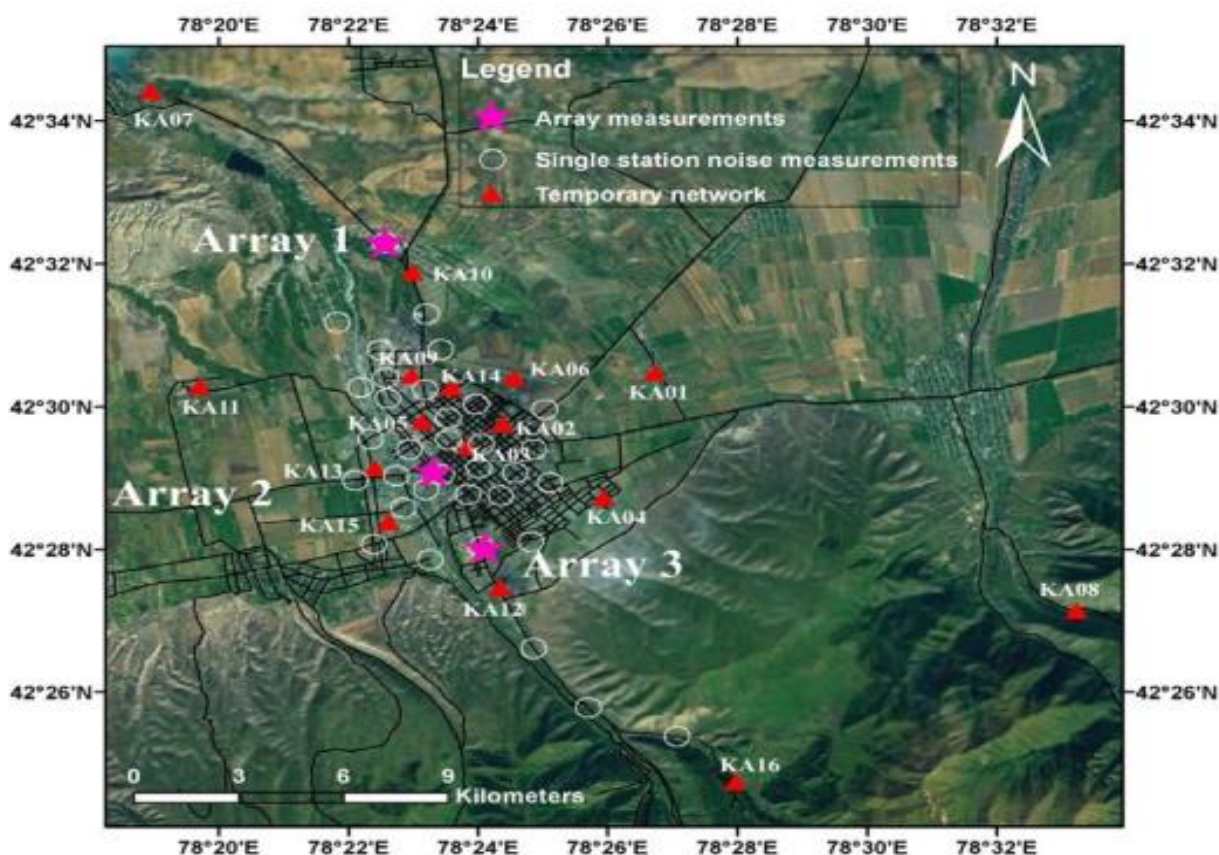


Рис. 2. Схема расположения на космоснимке временной сейсмической сети станций на территории г. Каракол и его агломераций.

Широкое, но умеренное усиление подземных толчков наблюдается по результатам SSR, полученным со станции КА07, влияющее также на вертикальную составляющую подземных толчков. Отношения H/V сейсмических шумов отображают всегда низкие уровни усиления подземных толчков, но с четким пиком на частоте 4 Гц.

Этот пик наблюдается также в SSR и может указывать на наличие вертикальной неоднородности в поверхностных слоях.

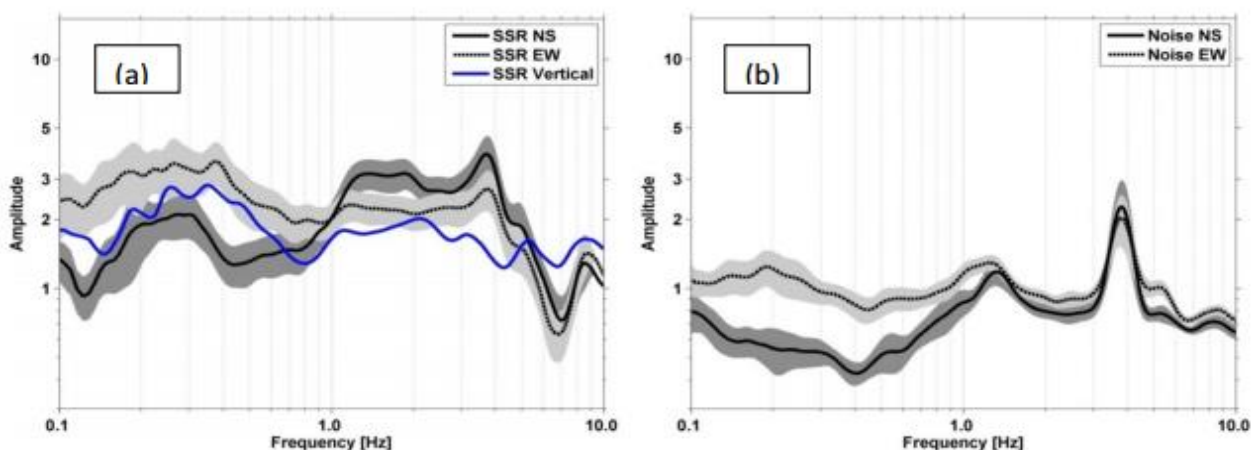


Рис. 3. Спектральные коэффициенты для станции КА02, полученные на основе разных методов обработки данных: (а) - усиления подземных толчков на участках методом SSR для окна S-волн в записях землетрясений; (б) - усиления подземных толчков методом Н/В спектральных коэффициентов. Серым цветом указано стандартное отклонение ± 1 .

Следует отметить, что наблюдаемое различие в уровнях усиления подземных толчков между двумя горизонтальными составляющими подземных толчков вместе с широкополосным усилением и различием между SSR и Н/В может указывать на очень сложную геометрию подпочвы, что приводит к 2D- и 3D-сайт-эффектам.

На рисунке 4 показаны спектральные коэффициенты по различным составляющим на основе SSR для землетрясений и Н/В для записей сейсмических шумов для станции КА07 в северной части города, недалеко от озера Иссык-Куль. Эта станция отображает наивысший уровень усиления подземных толчков, исходя из записей землетрясений, со значениями в 10 раз больше.

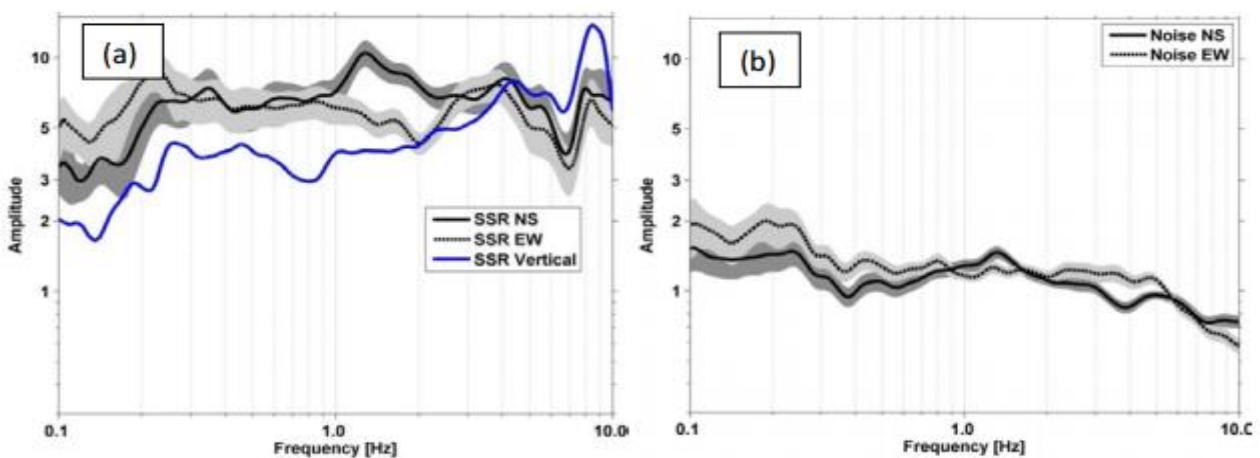


Рис. 4. Усиление подземных толчков на участках для станции КА07 в северной части города вблизи озера Иссык-Куль, полученное на основе разных составляющих и методов: (а) - усиление подземных толчков на участках на основе метода SSR; (б) - усиление подземных толчков на основе метода Н/В спектральных коэффициентов. Серым цветом указано стандартное отклонение ± 1 .

Усиление подземных толчков начинается на частотах ниже 0,1 Гц до 10 Гц, со средним уровнем усиления, равным 5. Различные составляющие подземных толчков показывают различные уровни усиления между частотами 0,5 и 2 Гц.

Тем не менее, Н/В для сейсмических шумов показывает очень низкий уровень усиления на низких частотах и затухания на более высоких частотах, предполагая усиление вертикальной составляющей подземных толчков. Также фиксируется четкий пик, который свидетельствует о низком контрасте импеданса между коренными породами и перекрывающимися отложениями.

На рисунке 5 отображены результаты анализа массивов для различных участков города. Массив 1, расположенный в северной части города вблизи озера Иссык-Куль, отображает самую низкую скорость распространения поперечных волн со значениями ниже 200 м/с вблизи поверхности.

Массивы 2 и 3, расположенные вблизи центра города, отображают почти такую же скорость распространения поперечных волн со значением 300 м/с вблизи поверхности. Это согласуется с усилением подземных толчков, наблюдаемым в SSR и Н/В.

По результатам площадной сейсмической съемки в районе северной части города Каракол, выявлено два слоя грунтовой толщи: верхний слой мощностью 4 м и скоростью

распространения поперечной волны 220 м/с и второй слой мощностью 40 м со скоростью распространения S-волны 440 м/с.

На полигоне площадных измерений сейсмических шумов в районе Центрального стадиона в центре города Каракол обработка полученных записей позволили выявить три слоя грунтовой толщи: верхний слой - мощностью 8 м и скоростью распространения S-волны 450 м/с; средний слой - мощностью 40 м и скоростью распространения S-волны 800 м/с и нижний слой - мощностью 150 м скоростью распространения S-волны 1500 м/с.

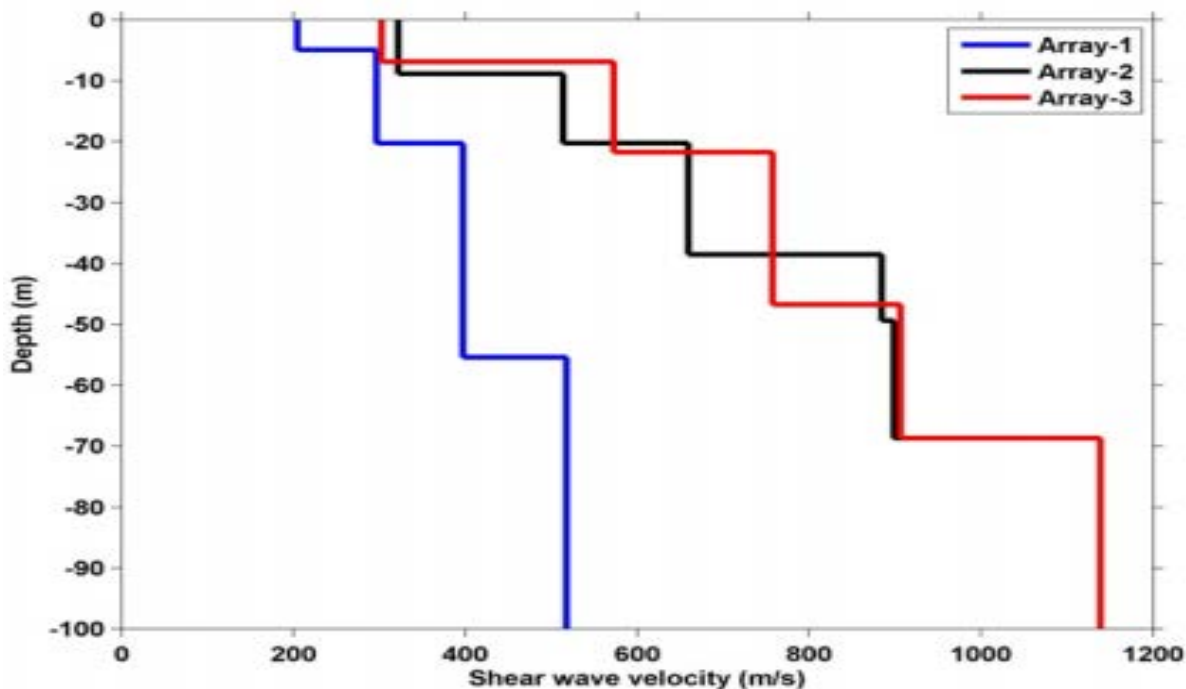


Рис. 5. Результаты анализа массивов в г. Каракол для различных участков, которые видны на рис. 2.

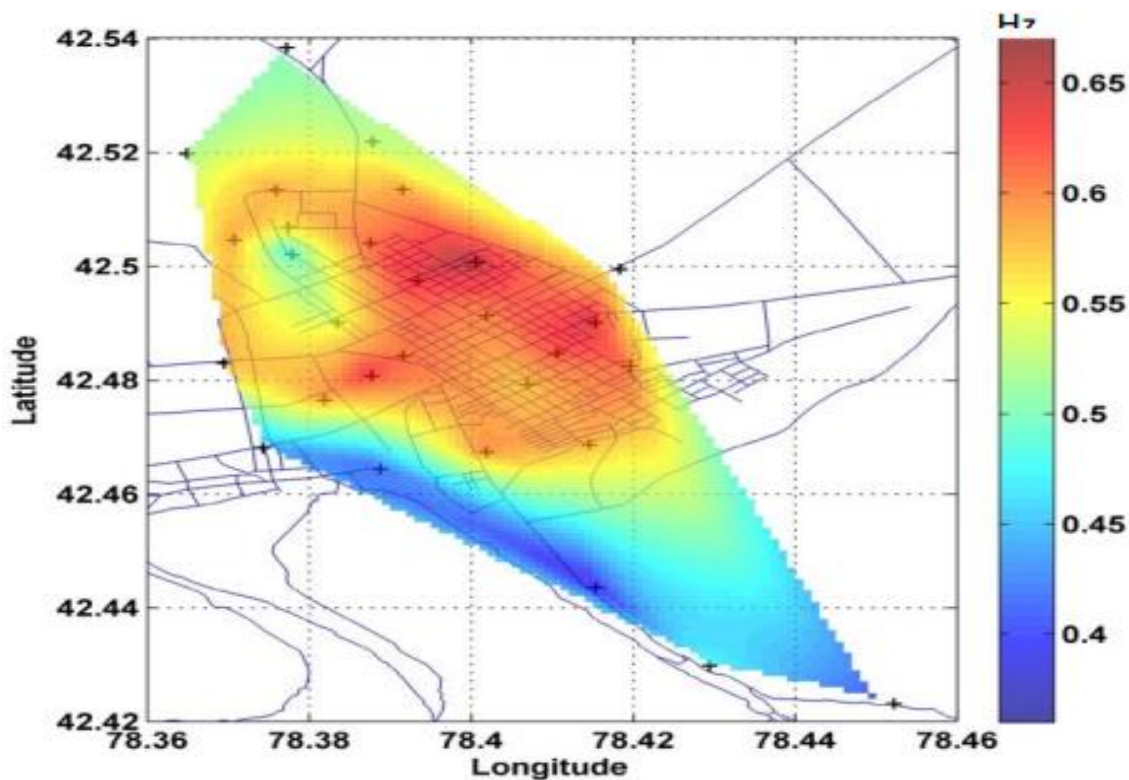


Рис. 6. Карта резонансной частоты для г. Каракол, определенной на основе H/V спектральных коэффициентов сейсмических шумов.

На полигоне площадных измерений сейсмических шумов «Ипподром» в городе Каракол после обработки записей было выявлено два слоя грунтовой толщи: слой грунтов мощностью 7 м со скоростью распространения S-волны 300 м/с и другой слой отложений - мощностью 40 м и скоростью распространения S-волны 900 м/с. Согласно полученным данным, грунтовые условия под городом Каракол неоднородны и изменчивы в зависимости от глубины их залегания.

На рисунке 6 отображена карта резонансной частоты для г. Каракол, полученная в ходе анализа точек измерения сейсмических шумов одной станцией в городе. Наблюдается наличие очень низкой резонансной частоты.

В южной части отображена частота около 0.4 Гц с наивысшей отметкой 0.67 Гц вблизи центра города.

Выводы

1. Анализ сайт-эффектов с использованием различных методов показывает наивысший уровень усиления подземных толчков в г. Каракол, в северной части города вблизи озера Иссык-Куль. Различие в уровнях усиления подземных толчков на различных составляющих подземных толчков указывает на явную латеральную неоднородность глубинной структуры.

2. На основе резонансной частоты, полученной в результате измерений сейсмических шумов одной станцией, и структуры изменения скорости распространения поперечных волн, полученной при анализе массивов, ожидается расположение коренной породы на глубине 500 м.

3. Для построения карты микрорайонирования территории города Каракол необходимо проведение более детальных инженерно-геологических изысканий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Усупаев Ш.Э., Орунбаев С., Токмулин Ж.А., Абдыбачаев У.А., Мелешко А.В., Parolai St., Strollo A., D. Bindi, E. D'Alema, P. Augliera. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Бишкек // В кн.: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. Бишкек: Салам. 2009. С. 604.
2. Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э., Мамбеталиев Э., Коноков Т., Серенков А. Новые полевые измерения для сейсмического микрорайонирования города Нарын // В кн.: Мониторинг и прогноз возможной активизации чрезвычайных ситуаций на территории Кыргызской Республики. Бишкек: МЧС КР. 2014. С. 645 - 648.

МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ИССЫК-АТИНСКОГО И ЧОН-КЕМИНСКОГО РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д.

тел.: +996 312 555775, 0773 004590; e-mail: s.orunbaev@caiag.kg

тел.: +996 312 555775, 0555 888032; e-mail: sh.usupaev@caiag.kg

тел.: +996 312 555775, 0555 888032; e-mail: b.moldobekov@caiag.kg

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ),
г. Бишкек, Кыргызская Республика

Полевые зондирования дизъюнктивов как самостоятельных геологических тел проводились с помощью неактивной сейсмики по Иссык-Атинскому и региональному Чон-Кеминскому разломам Северного Тянь-Шаня.

Кемино-Чиликская левосторонняя система разломов (рис. 1) является, по исследованиям Абдрахматова К.Е., Джумабаевой А.Б. (2013 г.), важнейшей структурной линией Северного Тянь-Шаня, активизировавшейся с позднего плиоцена, унаследует зону тектонических нарушений, развивавшуюся в позднем палеозое-мезозое [1].

Чилико-Кеминская система, Чон-Кеминский разлом контролирует структуру горной системы между Иссык-Кульской впадиной и Казахским щитом, балансируя правосдвиговые смещения СЗ простирания, в т.ч. происходящих движений по Таласо-Ферганскому разлому. В центральной части от Чилико-Кеминской системы ответвляется Аксуйская подзона разломов, кососекающая поднятие Кунгейского хребта [1, 2].

В указанной зоне сконцентрировались очаги наиболее сильных землетрясений региона Центральной Азии. Серия сейсмокатастроф началась с Верненского землетрясения 1887 г. с $M_s=7.3\pm 0.5$, охватившего окрестности Алма-Аты (Верного), за которым произошли: Чиликское землетрясение 1889 г. с $M_s=8.3\pm 0.5$; в 1911 г. Кеминское (Кебинское) землетрясение с $M_s=8.2\pm 0.3$. Вероятно, завершающим в данной серии сейсмических катастроф явилось Кемино-Чуйское землетрясение 1938 г. с $M_s=6.9\pm 0.5$.

Три последних сильных землетрясения свидетельствуют о произошедшей разрядке сейсмических напряжений в направлении с востока на запад вдоль Кемино-Чиликской зоны разломов.

В результате анализа структурных предпосылок в пределах описываемой сейсмически опасной зоны Северного Тянь-Шаня выделяются 4 крупных обособленных сегмента разломов, отделяющих Кунгейское новейшее поднятие от области новейшего опускания Иссык-Кульской впадины.

Средняя протяженность каждого сегмента разлома составляет около 55-100 км. При условии, если выделенные сегменты разломов обладают сейсмогенерирующими свойствами, максимальная магнитуда возможных в их пределах землетрясений может достигать значений 7,5 и выше [3]. При этом следует ожидать, что в результате интеграции двух или более сегментов разломов вследствие проявления резонансного механизма может возникнуть катастрофическое землетрясение с $M > 8$.

В районе Чон-Кемина, совместно с немецкой группой, 2011 году было проведено активное сейсмическое профилирование. Присутствие левосторонней (Кемино-Чиликской) структурной линии Северного Тянь-Шаня прослеживается как в сейсмическом (рис. 1), так и в магнитном полях.

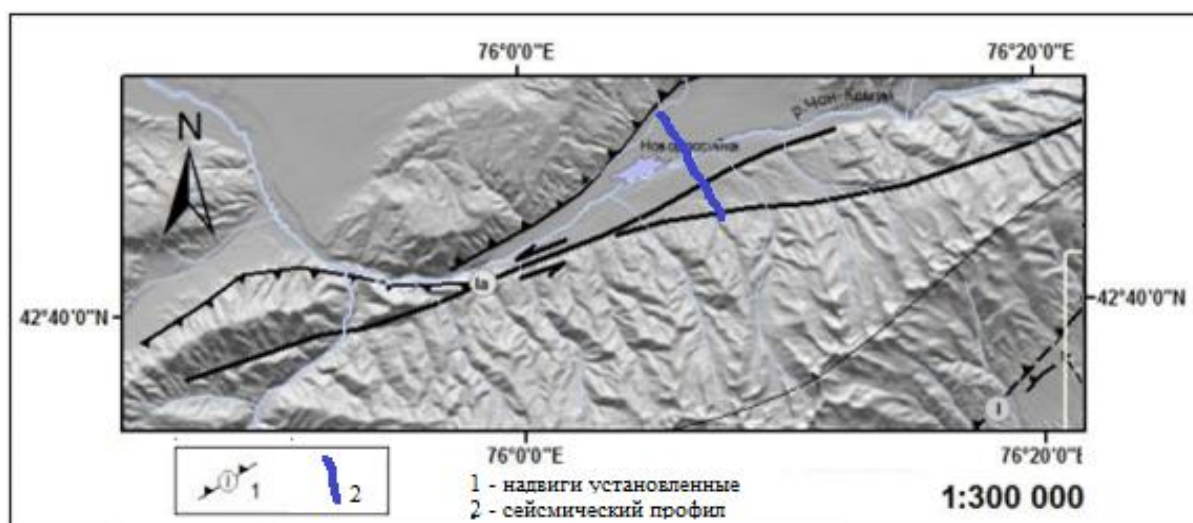


Рис. 1. Космоснимок со схемой размещения Кемино-Чиликских активных разломов.

В апреле 2015 г. в зонах расположения Чон-Кеминского и Иссык-Атинского разломов Северного Тянь-Шаня методом неактивной сейсмоки были выполнены зондирования и проведена обработка полученных данных.

Микросейсмическое поле как явление присутствует на поверхности планеты всюду, включая асейсмические территории и акватории Земли, причем в очень широком частотном диапазоне. К микросейсмам в акустическом диапазоне прислушивались еще в конце XIX в. в устланных коврами пещерах Италии, по ним пытались судить о штормах в далеких океанах и о подземных кладезях нефти [2].

Микросейсмсы – многокомпонентное явление, состоящее из эндогенного излучения и экзогенных шумов техногенного или естественного происхождения (ветровые, прибойные и прочие явления). Микросейсмсы среднечастотного диапазона (0,5–20 Гц) представляют собой достаточно сложный композит из волн разной природы и различного происхождения.

Микросейсмические колебания пронизывают земную кору и все, что на ней находится.

К экзогенным источникам микросейсм относятся антропогенные и, в частности, техногенные помехи и природные шумы – от ветра, циклонов, волнения моря и даже грозовой деятельности.

Чрезвычайно важно выявлять активные геологические структуры и в первую очередь разломы, которые способны привести к катастрофе.

Когда макросейсмические события в силу редкости проявления не могут дать необходимой информации, на помощь приходят микросейсмсы. За короткий период времени (несколько десятков минут) по записям микросейсм можно получить ценнейшую информацию о строении геологической среды и ее активности.

Значительное число геофизиков и сейсмологов достаточно скептически относятся к возможности выделения активных разломов на асейсмичных платформах под чехлом рыхлых осадков. Однако эта задача успешно решается путем анализа микросейсм. Получены записи микросейсмсы по профилю север-юг (рис. 3), пересекающей линии активных разломов.

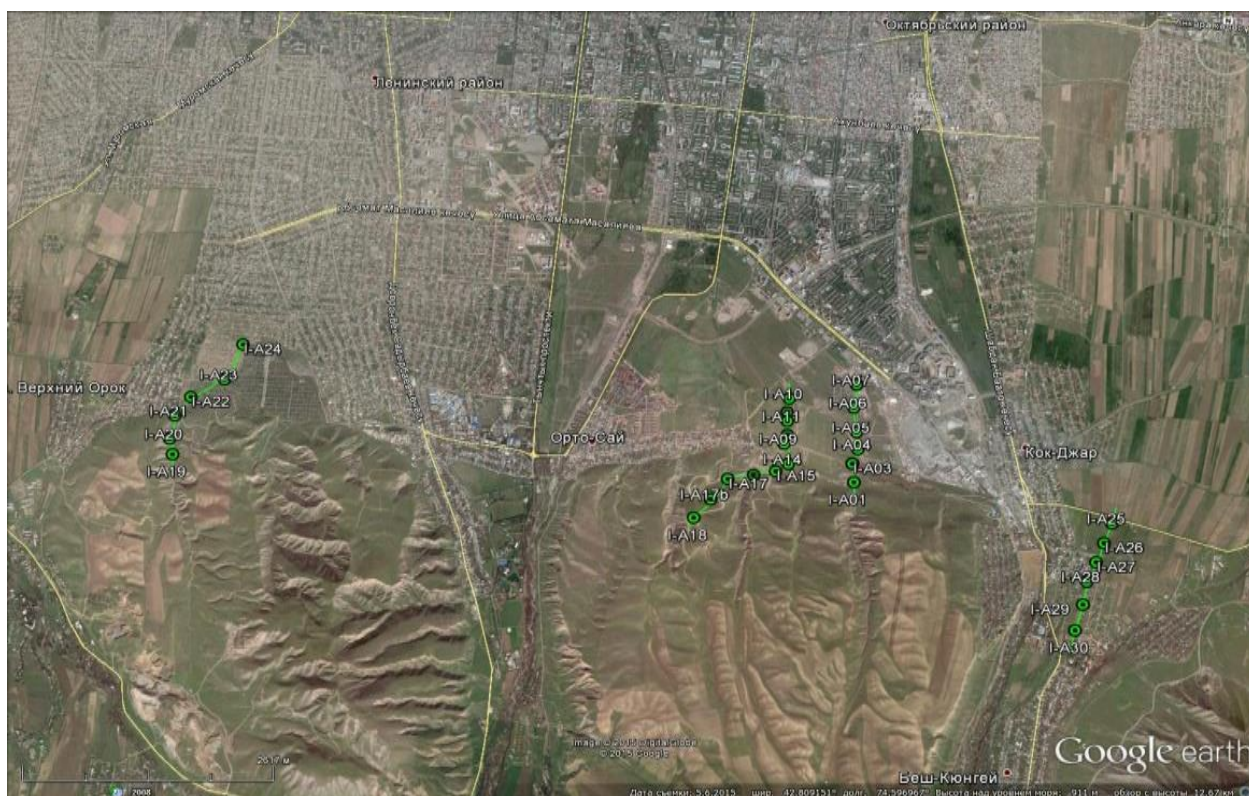


Рис. 2. Космоснимок с нанесенными точками сейсмического зондирования, пройденными по 4 профилям вкрест простираения активного Иссык-Атинского разлома, расположенного в южной части города Бишкек.

Микросейсмическая методика основана на трехкомпонентной (Z, С-Ю, В-З) регистрации микросейсм. При проведении повторных геофизических измерений вкrest Исык-Атинскому разлому было осуществлено 30 измерений сейсмических шумов (микросейсм) по 4-м сейсмическим профилям (рис. 2-7).

На рисунках 2-7 приведены соответственно космоснимки и обработанные по 4-м профилям данные сейсмических шумов с оценкой ширины разлома. Первый профиль зондирований микросейсмами ширины Исык-Атинского разлома находится в районе села Орто-Сай. Ширина Исык-Атинского разлома в районе с. Орто-Сай составляет 240 м. (от I-A 14 до I-A 15) (рис. 3).

Второй профиль сейсмического зондирования микросейсмами осуществлен на меридиане Института сейсмологии НАН КР вкrest простирания активного Исык-Атинского разлома. Ширина Исык-Атинского разлома в районе Института сейсмологии НАН КР варьирует от 312 м. до 368 м. (от I-A 02 до I-A 01) (рис. 4).

Третий профиль сейсмического зондирования микросейсмами проведен на меридиане с. Нижний-Орок вкrest простирания активного Исык-Атинского разлома. Ширина Исык-Атинского разлома в районе с. Нижний-Орок составляет: 368 м. (от I-A 23 до I-A 22) (рис.5).

Четвертый пройденный профиль сейсмического зондирования микросейсмами расположен на меридиане с. Кок-Джар вкrest простирания активного Исык-Атинского разлома. Ширина Исык-Атинского разлома в районе с. Кок-Джар составляет: 42 м. (I-A 27) (рис.6).

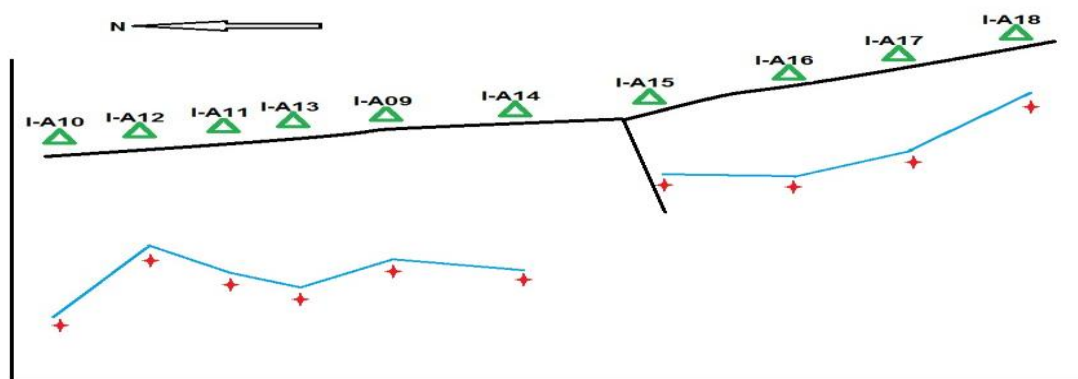


Рис. 3. Ширина Исык-Атинского разлома в районе с. Орто-Сай составляет 240 м (от I-A 14 до I-A 15).

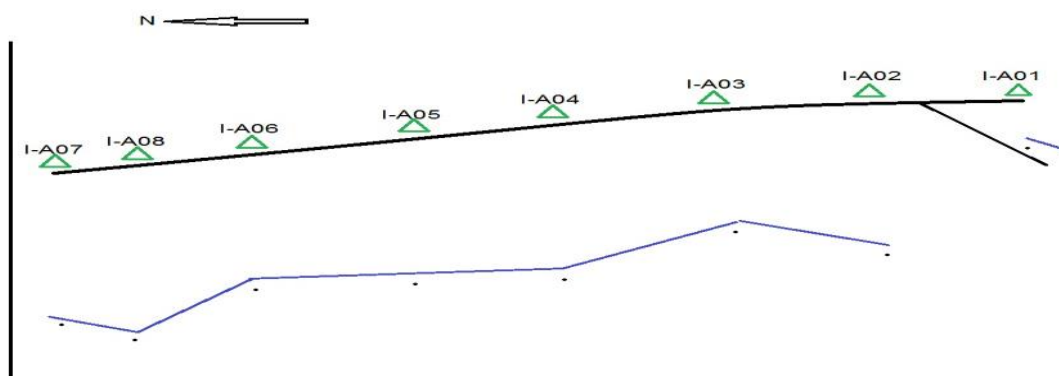


Рис. 4. Ширина Исык-Атинского разлома в районе Института сейсмологии НАН КР варьирует от 312 м до 368 м (от I-A 02 до I-A 01).

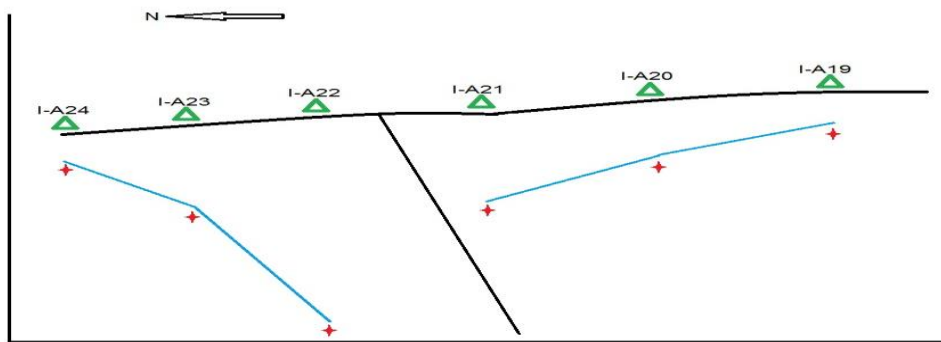


Рис. 5. Ширина Исык-Атинского разлома в районе с. Нижний-Орок составляет: 368 м (от I-A 23 до I-A 22).

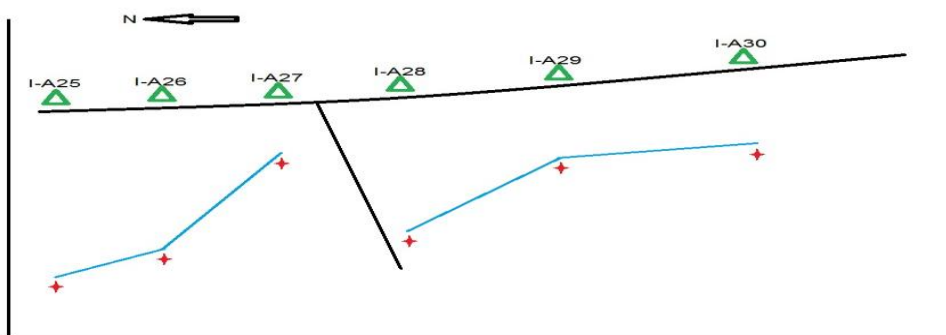


Рис. 6. Ширина Исык-Атинского разлома в районе с. Кок-Джар составляет: 42 м. (I-A 27).



Рис. 7. Космоснимок с точками пройденными по профилю (с севера на юг) вкрест простираения Чон-Кеминского разлома.

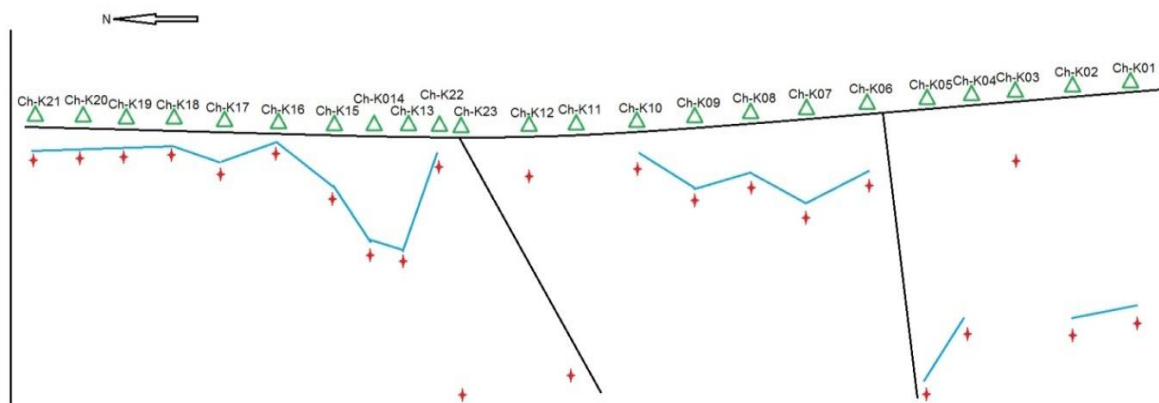


Рис. 8. Ширина разлома с севера на юг составляет: 1 км (от Ch-K 22 до Ch-K 10); 110 м (в пределах Ch-K 06); 330 м (от Ch-K 05 до Ch-K 03).

Выводы

1. Инструментальные зондирования сейсмических шумов позволили после обработки записей микросейсм определить ширину и строение толщи массивов грунтов под активным Иссык-Атинским и Чон-Кеминским разломами Северного Тянь-Шаня.
2. В зоне влияния Иссык-Атинского активного разлома на южном окончании города Бишкек за последние годы осуществлено массовое строительство жилья гостиничного типа, которое приближено к красной черте, что повышает риски для жизни.
3. В зоне влияния Чон-Кеминского разлома со времени Кеминского катастрофического землетрясения 3 января 1911 года прошло 104 года, и наступило время возможного повторного сильного землетрясения, что требует более комплексного исследования разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов К.Е., Джумабаева Б.А. Сегментация Кемино-Чиликской зоны активных разломов // Вестник Института сейсмологии НАН КР. № 1. 2013.
2. Голицын Б.Б. Лекции по сейсмологии. СПб. 1912.
3. Джумабаева А.Б. Сеймотектоника и сейсмическая опасность Северного Прииссыккулья. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Бишкек. 2012. 133 с.
4. Николаев С. В. Безопасность и надежность высотных зданий – это комплекс высокопрофессиональных решений. USTBuild-2004. Москва. 2004. С. 8.
5. Усупаев Ш.Э., Орунбаев С., Токмулин Ж.А., Абдыбачаев У.А., Мелешко А.В., Parolai St., Strollo A., D. Bindi, E. D’Alema, P. Augliera. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Бишкек // В кн.: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики. Бишкек: Салам. 2009. С. 604.
6. Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э., Мамбеталиев Э., Коноков Т., Серенков А. Новые полевые измерения для сейсмического микрорайонирования города Нарын // В кн. Мониторинг и прогноз возможной активизации чрезвычайных ситуаций на территории Кыргызской Республики (издание 11-ое с дополнениями). Бишкек: МЧС КР. 2014. С. 645-648.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ ТАЙРОНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ ГИССАР)

Ошурмамадов А.К., Алидодов Б.А.

телефон: +992 918 390 881; e-mail: vulcanite@bk.ru;

телефон: +996 37 935-63-28-54; e-mail: aliba 05@mail.ru

Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Республика Таджикистан

Тайронская свита вулканитов распространена крайне незначительно на водоразделах Тайрон-Ханака-Ходжамафрач и Гусхарф-Лучоб (район г. Чиликак).

В неё включены образования "верхней дацитово-липаритовой толщи" в ее первоначальном объеме, впоследствии (Баратов и др., 1973) значительно, но по нашим представлениям обоснованно расширенном (сюда были включены вулканиты левобережья р. Кафарниган и др.). Для свиты отмечается согласное налегание на риолитах подстилающей такабошской свиты. Перекрывающие ее образования неизвестны. Максимальная, сохранившаяся от размыва мощность свиты – 240 м, на водоразделе Тайрон-Ханака, и 175 м – в междуречье Лучоб-Гусхарф [1].

Горецкой Е.Н. (1957) разрез "верхней дацитово-липаритовой толщи" не расчленялся и представлялся следующим образом: чередование туфов, туфолов дацитово-липаритов с туфогенными конгломератами в основании и туфогенными песчаниками (междуречье Тайрон-Ханака), либо игнимбритами и туфами липарито-дацитов (район г. Чиликак).

В верхах разрез последнего района не расчленялся, и в процессе геологической съемки он представлялся несколько иначе, т.е. чередованием игнимбритов и туфов дацитов, дацитолипаритов, липаритов (Космынин и др., 1968; Кузнецов и др., 1964.). В междуречье Тайрон-Ханака при съемке считали возможным выделить нижнюю пачку туфогенных песчаников и гравелитов и верхнюю – игнимбритов и дацитов с прослоями туфов игнимбритовых фельзопорфиров (Космынин и др., 1968) [1].

Наши исследования позволяют уточнить состав и строение толщи вулканитов, выделяемых в тайронскую свиту. На водоразделе Тайрон-Ханака нижняя, большая часть разреза сложена преимущественно туфами, меньше – кластолавами дацитолипаритов с прослоями туфов трахита, трахитолипаритов в средней и верхней частях и резко подчиненными маломощными прослоями туфов дацитов в низах пачки.

Верхняя часть разреза сложена туфами трахидацитов с единичными маломощными прослоями туфов дацитолипаритов. Разрез горы Чиликак по мощности и составу соответствует нижней дацитолипаритовой пачке разреза междуречья Суффа-Ханака.

В строении его установлены только туфы дацитолипаритов, сменившиеся в верхней части их разновидностями с несколько повышенной щелочностью. Не исключено, что верхняя – трахидацитовая часть разреза – здесь размыва. Общими для обоих разрезов, кроме их преимущественно дацитолипаритового состава, является резкое преобладание в разрезах пирокластических пород над лавовыми и увеличение щелочности вулканитов вверх по разрезу [3].

Породы вулканитов окрашены в красно-коричневые, фиолетово-коричневые цвета различной густоты окраски. Структура туфов кристалло-литокластическая, реже литокристаллокластическая, витролитокластическая. Форма обломков различная, наиболее часто - неправильная, рогульчатая, серповидная.

В широко развитых псевдофлюидальных спекшихся туфах границы обломков обычно подчеркнуты окисленным рудным минералом.

В неспекшихся туфах обломки разграничиваются нечетко, если они не отличаются текстурно-структурными особенностями или окраской. Между пирокластами неспекшихся туфов иногда в небольшом количестве присутствует карбонатно-пелитово-гидрослюдистый материал, видимо, представляющий продукт гидрохимического разложения пепловых частиц. В туфах встречаются редкие мелкие обломки чужеродных по составу вулканитов,

видимо, представляющих ксенообломки предшествовавших вулканогенных, а иногда и субвулканических пород. В отличие от пирокласт туфов смешанного состава они отличаются собственно обломочной формой, отсутствием зонк закалки с часто встречающимися в них признаками катаклаза и вторичных изменений, не свойственных вмещающим их пирокластам или породе в целом. Наряду с ксенообломками пород встречаются ксенокристы основных плагиоклазов [2].

Состав породообразующих минералов всех разновидностей пород - дациториолитов, трахидациториолитов, трахидацитов, дацитов аналогичен, что подтверждено и изучением их оптических свойств. Отличаются вулканы разным количественным соотношением этих минералов во вкрапленниках и в базисе. Структура пород и их пирокластических обломков порфировая. Количество вкрапленников большей частью незначительно - 10-15%, но иногда до 35%, размеры - до 2 мм, чаще меньше. Во вкрапленниках устанавливаются плагиоклазы, калишпаты, кварц, биотит.

Плагиоклазы - незональные альбиты; единичны фенокристы олигоклазов. Процессы альбитизации проявлены нешироко и, возможно, отражают обогащение натриевым компонентом остаточного расплава, а не наложенность оторванного от застывания пород процесса метасоматоза. Кварц в порфириковых выделениях встречается в виде обычной для эффузивов округлой, неправильной формы, иногда с включениями базиса.

Фенокристы биотита опацитизированы, замещены гидроокислами железа, мусковитом. Сохраняются реликты буро-зеленого биотита. В породах дацитового состава количественно отмечается переобладание биотитов и плагиоклазов над калишпатами [1].

Петрографические отличия вулкаников предшествующей такабошской и рассматриваемой тайронской свит следующие: 1) первые представлены риолитами, вторые - дациториолитами и дацитами; 2) в первых количество вкрапленников и размеры их обычно больше, причем большая доля их приходится на кварц, хорошо фиксирующийся и макроскопически.

Силикатными анализами (табл. 1) четко подтверждается принадлежность эффузивов свиты к риолитовым группам, причем при близкой их кремненасыщенности и щелочности. Щелочность умеренная и слабо повышенная калиево-натриевая при близких концентрациях калия и натрия. Глиноземистость пород умеренная и повышенная. В целом состав пород довольно стабилен. Средневзвешенные содержания окислов в вулканиках свиты соответствуют риолитам с умеренной (близкой к повышенной) щелочностью.

Для оценки степени концентрации элементов в вулканиках тайронской толщи определены кларки концентрации - как отношение содержания элемента в данных геологических образованиях к его кларку в магматических породах. Этот способ во многом имеет преимущество по сравнению с другими способами (массовые и атомные проценты и др.) выражения результатов анализов. В частности, значительные различия в кларках приводит к трудносопоставимости результатов при графическом изображении содержания элементов. Использование же кларков концентрации дает более наглядные результаты.

Характерные черты распределения редких элементов в вулканиках свиты те же, что и в эффузивах предшествующих свит лючобской серии; значительно низкими являются кларки концентрации лития, бериллия, фтора, рубидия и аномально высокими - рубидия, фтора, бора (табл. 2).

Для кларков концентрации элементов со значениями меньше единицы для таких элементов: Cs, Be, Sn и Hg с целью увеличения контрастности распределения элементов, рационально пользоваться величиной, обратной кларку концентрации, т.е. кларком рассеяния, представляющим собой отношение кларка элемента в гранитоидах в целом к его содержанию в данном геологическом объекте. Такие расчеты по данным средних содержаний редких элементов в вулканиках тайронской толщи приведены в табл. 2 [4].

Таблица 1. Средний химический состав вулканитов тайронской свиты, %

№№ п.п	Кол-во проб	Харак-ка породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	1	Дациты	66,18	0,26	13,18	2,31	0,79	0,16	0,32	4,74	5,0	1,7	0,06	-	3,6	0,13	5,33	100,03
2	6	Риолиты	67,91	0,31	14,64	2,25	1,58	0,06	0,56	2,01	4,16	3,89	0,1	-	1,11	0,22	2,63	100,1
3	7	Риолиты	70,33	0,3	13,98	2,2	0,98	0,04	0,38	1,78	3,54	3,43	0,06	-	1,11	0,2	2,89	99,91
4	7	Риолиты	70,78	0,25	14,09	2,09	0,95	0,03	0,33	1,12	4,14	3,87	0,07	-	0,67	0,16	2,01	99,73
5	21	Риолиты	69,9	0,29	14,03	2,19	1,02	0,05	0,38	1,84	3,86	3,49	0,07	-	1,16	0,19	2,8	99,91

Таблица 2. Среднее содержание редких элементов в вулканитах тайронской свиты и величин кларков концентрации и рассеяния (г/т)

№ п.п	Кол-во проб	Харак-ка пород	Li	Rb	Cs	Sn	Be	B	F	Ni	Co	V	Cr	Hg
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1	Дациты	$\frac{9,8}{(3,06)}$	$\frac{146}{(97,3)}$	$\frac{3,77}{(1,01)}$	$\frac{4}{(1,6)}$	$\frac{2,64}{(0,69)}$	$\frac{47}{(39,16)}$	$\frac{360}{(54,5)}$					$\frac{0,01}{830(0,0)}$
2	6	Риолиты	$\frac{10,7}{(3,34)}$	$\frac{102}{(68)}$	$\frac{64}{(17,29)}$	$\frac{2,4}{1,04(0,96)}$	$\frac{2,64}{(0,69)}$	$\frac{26,4}{(22)}$	$\frac{425}{(64,3)}$	$\frac{12,5}{(2,15)}$	$\frac{10,9}{(6,05)}$	$\frac{50}{(5,55)}$	$\frac{475}{(57,2)}$	$\frac{0,01}{0,00(0,0)}$
3	7	Риолиты	$\frac{13}{(4,06)}$	$\frac{110}{(73,3)}$	$\frac{4,71}{(1,27)}$	$\frac{3,8}{(1,52)}$	$\frac{2,75}{(0,72)}$	$\frac{47}{(39,16)}$	$\frac{458}{(69,3)}$	$\frac{7,5}{(1,29)}$	$\frac{10}{(5,55)}$	$\frac{25}{(2,77)}$	$\frac{\text{I}}{(2)}$	$\frac{0,02}{415(0,0)}$
4	7	Риолиты	$\frac{8,86}{(2,76)}$	$\frac{93,2}{(62,1)}$	$\frac{2,79}{1,23(0,75)}$	$\frac{4,2}{(1,68)}$	$\frac{1,45}{(0,38)}$	$\frac{38}{(31,66)}$	$\frac{435}{(65,9)}$	$\frac{15}{(2,58)}$	$\frac{10}{(5,55)}$	$\frac{20}{(2,22)}$	$\frac{\text{I}}{(2)}$	$\frac{0,03}{276(0,0)}$
5	21	Средне-взвешенные содержания	$\frac{12,6}{(3,93)}$	$\frac{107}{(71,3)}$	$\frac{4,33}{(1,17)}$	$\frac{3,8}{(1,52)}$	$\frac{2,64}{(0,69)}$	$\frac{42}{(35)}$	$\frac{442}{(66,9)}$	$\frac{10}{(1,72)}$	$\frac{10}{(5,55)}$	$\frac{27}{(3)}$	$\frac{\text{I}}{(8)}$	$\frac{0,02}{0,00(0,0)}$

Примечание: в числителе – среднее содержание; в знаменателе – кларки рассеяния (без скобок) и концентрации (в скобках).

В вулканитах тайронской свиты насчитывается 26 аксессуарных минералов. Ассоциацию широко распространенных аксессуариев составляют (г/т): гематит + мартит (в среднем 2185), эпидот (97), пирит (13), циркон (10) и апатит (2).

Часто, но в небольших количествах, встречаются лейкоксен, магнетит, муассанит и гранат. Обращает на себя внимание нахождение самородного железа, имеющего, очевидно, глубинное происхождение. В одной из проб присутствуют хромшпинелиды.

Среди рудных минералов по частоте встречаемости на первом месте стоит антимонит со средним содержанием 0,1 г/т. Реже встречаются арсенопирит, галенит и очень редко - единичные знаки сфалерита, ковеллина и малахита.

На основе данных о средних содержаниях редких элементов в вулканитах Тайронской толщи (таблица 2) изучены геохимические особенности распространения и концентрации редких элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р.Б. Некоторые особенности эффузивного вулканизма Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) // Проблемы вулканизма: материалы Всесоюз. вулкан. совещ. АН Арм. ССР. Ереван. 1959.
2. Баратов Р.Б. Субвулканические интрузивы южного склона Гиссарского хребта // Изв. АН Тадж. ССР. Отд-ние физ-техн. и хим. наук. 1964. № 1.
3. Баратов Р.Б. и др. Дацил-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе: Дониш. 1973. С. 124-127.
4. Горецкая Е.Н. О применении графической схемы классификации изверженных горных пород по параметрам Q и а:с А.Н. Заварицкого // Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 21. Петрограф. Сб. № 2. 1957.
5. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра. 1964.
6. Pearce J.A., W.Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Jour. Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956-983.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПОИСКЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА (НА ПРИМЕРЕ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ)

Расулжонов М.С., Дононов Ж.У., Алимардонов А.Р., Азимов Б.Г.
тел.: +998(94)-644-21-58; e-mail: b.azimov53@mail.ru

Ташкентский государственный технический университет им. Абу Райхана Беруни,
г. Ташкент, Узбекистан

В последние годы появился более совершенный, чем прежде, источник космической информации - многозональные сканерные изображения и цифровые космоснимки. Но их эффективное геологическое применение тормозится тем, что до сих пор не выполнен сравнительный анализ информативности космических изображений разных масштабов, во всем доступном диапазоне видимой и ближней инфракрасной части спектра и отсутствует практическая методика геологического использования спектральных характеристик природных образований.

Для положительного решения этой сложной задачи Б.Г.Азимовым разработан пятистрочный унифицированный фототонетр (ПУФ), предназначенный для визуальных измерений плотности фототонов по комплектам позитивных многоспектральных отпечатков аэро- и космических снимков, который может быть использован при построении

спектральных геологических образов, а также образов площадей скопления углеводородов и концентрации рудных полей, отличающихся по оптическим характеристикам [1].

Главными элементами фототонметра являются 10-балльные стандартизированные плотности фототонов, приведенные в первой строке, легко различимые визуально.

Значения единиц измерения (13; 40; 66; 93; 120; 146; 172; 198; 224; 255) во второй строке таблицы – это точные единицы измерения каждой стандартизированной плотности фототона, определенные компьютерным измерением.

В третьей строке таблицы показан оптимальный вариант объединения величин плотности от 0 до 255 фототонов исходных многозональных дистанционных изображений для построения 10-балльных аэро- и космических фотометрических карт.

Значения единиц измерения (1-10) в четвертой строке таблицы – это условно принятые единицы для построения цифровых 10-балльных аэро- и космических фотометрических карт. Условно принятые единицы, т.е. количественная информация на дистанционных фотометрических картах, на комплектах многозональных космических изображений, визуально (качественно) дешифрируются следующим образом: 1 – черный; 2 – густо-темно-серый; 3 – темно-серый; 4 – темновато-серый; 5 – слабо-темно-серый; 6 – серый; 7 – светловато-серый; 8 – светло-серый; 9 – ярко-светло-серый; 10 – белый.

Значения единиц измерения (0,1-1,0) в пятой строке таблицы – это условно принятые единицы плотности фототонов, необходимые для корреляции с инструментальными данными, полученными путем измерений с помощью аэро- и наземного спектрометра.

Данные пятой строки позволяют геологу-эксперту: во-первых, сопоставить измеренные количественные данные аэро- и наземных спектрометров с дистанционными фотометрическими картами, построенными с применением универсального фототонметра. Во-вторых, комбинируя количественную информацию аэро- и наземного спектрометра и качественную информацию на комплектах многозональных космических изображений он имеет возможность определить качественную дешифрируемость количественных спектральных данных аэро- и наземных спектрометров, или же, наоборот, по анализу плотности фототонов – определить, как они будут отражены количественно на приборах аэро- и наземных спектрометров.

На основе целенаправленного использования ПУФ была не только доказана самостоятельность и устойчивость оптических классификаторов геологических образов, но и разработаны два способа нетрадиционного дистанционного метода прогнозирования углеводородов.

Первый из них основывается на количественном анализе плотности фототонов комплекта многозональных сканерных изображений Landsat, предназначенный для разработки спектральных классификаторов фотоаномалий, формирующихся над месторождениями нефти и газа [3,5]. Поставленная задача была решена на основе применения унифицированного фототонметра следующим образом:

1. Количественные характеристики плотности фототонов каждого спектрального диапазона Landsat были определены компьютерным измерением.
2. На основе использования оптимального варианта объединения величин плотности фототонов исходных многозональных космических изображений и условно принятых единиц для построения космофотометрических карт по каждому исходным каналам были созданы 10-балльные космические фотокарты.

С помощью условно принятых единиц плотности фототонов, необходимых для корреляции с инструментальными данными аэро- и наземного спектрометра, были построены спектральные классификаторы мезокайнозойских и домезозойских образований (рис. 1).

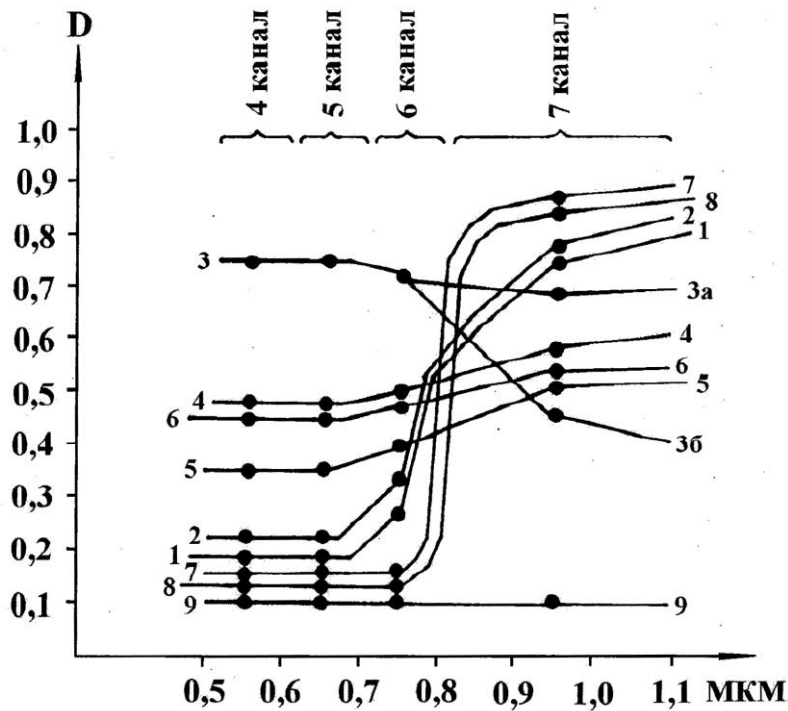


Рис. 1. График изменения коэффициентов спектральной яркости мезокайнозойского чехла в зависимости от спектрального диапазона крупномасштабных многозональных сканерных космических снимков "Ландсат".

Кривые на графиках характеризуют: 1 – голоценовые рыхлые образования – галечники, брекчии, пески; 2 – верхнеплейстоценовые серые галечники, брекчии, желтовато-серые суглинки; 3 – плиоценовые желтовато-серые конгломераты, гравелиты, песчаники и красновато-коричневые суглинки; 4 – палеогеновые пестроцветные глины, мергели, известняки; 5 – меловые комковатые пятнисто-пестроокрашенные глины, розовато-серые песчаники; 6 – юрские красновато-коричневые, лиловые, зеленовато-бурые глины и темно-серые пласты углей; 7-9 - антропогенные объекты: 7 – сады; 8 – хлопковые поля; 9 – водная поверхность водохранилищ (Кувасайского и Найманского).

Важной деталью, с точки зрения поисковой геологии нефти и газа, является разделение кривой 3, характеризующей верхнеэоценовые-нижнечетвертичные отложения, на кривые 3а и 3б [3]. Следует отметить, что неоген-четвертичный комплекс объединяет породы, примерно одинаковые по литологическому составу на всех обнажениях и слагающие идентичные в геоморфологическом смысле формы адырного рельефа, причём на всем его протяжении отсутствуют признаки увлажнения и редко встречающейся растительности. Несмотря на такую схожесть, обнаруживаются локальные отклонения коэффициентов яркостей внутри космофотометрического комплекса. В видимой области спектра отражательная способность одинакова и имеет величины коэффициентов яркости в пределах 0,7-0,8.

В диапазоне спектра 0,7-0,8 мкм кривая 3 разделяется, а в ближней части инфракрасного излучения (0,8-1,1 мкм) в пределах комплекса на локальных площадях отмечается уменьшение коэффициентов яркости на 0,3 от среднего значения 0,7. Следует заметить, что такие изменения наблюдаются на известных промышленных месторождениях нефти и газа. Единственным объяснением этого явления можно считать влияние мигрирующих углеводородов на отражательную способность верхнеэоценовых-нижнечетвертичных отложений.

Таким образом, применение ПУФ для количественного определения плотности фототонов комплекта многозональных космических изображений крупного масштаба Landsat позволяет разработать спектральные классификаторы фотоаномалий,

формирующихся под действием миграции углеводородов на поверхности ландшафта, которые создают тепловые и геохимические изменения состава покровных образований.

Второй способ дистанционного метода прогнозирования углеводородов направлен на выявление тепловых и геохимических аномалий, формирующихся на поверхности каналов глубинного теплопереноса.

В настоящее время под руководством проф. Абидова А.А. разработан метод картирования в полевых условиях нефтегазоперспективных участков, формирующихся под действием каналов глубинного теплопереноса [1]. Принципиально новый поисковый метод основывается на микстгенетической концепции, т.е. нефть и газ — это продукты преобразования рассеянного органического вещества в результате воздействия на них ювенильного теплопереноса по каналам, представляющим собой ослабленные зоны земной коры.

В результате целенаправленных комплексных исследований нефтегазоперспективных региональных геодинамических структур Узбекистана были закартированы следующие погребенные каналы глубинных теплопереносов (Абидов, Долгополов, Поликарпов, 1997; 2001; Абидов, Поликарпов, 2000):

- 1) в пределах Бухарской и Чарджоуской НГО Туранской плиты – 12 изометричных аномалий с амплитудами 90-120 мВт/м² при фоновых значениях для региона 65 мВт/м²;
- 2) в пределах Сурхандарьинского НГР – 2 изометричные аномалии с амплитудами 90-100 мВт/м² при фоновых значениях для региона 60 мВт/м²;
- 3) в пределах Ферганского НГР – 4 изометричные аномалии с амплитудами 90-110 мВт/м² при фоновых значениях для региона 65-70 мВт/м².

Анализ карты плотности теплового потока Ферганской межгорной впадины показал, что Абидов А.А. и его соавторы на данной территории выделяют 4 положительных и 4 отрицательных аномалии. Так, вдоль Южно-Ферганского глубинного разлома, отграничивающего Южный переходной пояс от Южной ступени, закартированы две положительные и три отрицательные локальные аномалии плотностей теплового потока [1]. Все положительные аномалии плотностей теплового потока автор интерпретирует как каналы глубинного теплопереноса, связанные с наклонными разрывными нарушениями в земной коре. Отрицательные аномалии плотности теплового потока могут быть обусловлены процессами интенсивной инфильтрации подземных вод.

Сопоставление карты плотности теплового потока Ферганской межгорной впадины Абидова А.А. и его соавторов со схемой мелкомасштабного космоструктурного районирования Средней Азии, составленной Азимовым Б.Г., показало следующее [4]. Каналы глубинного теплопереноса расположены на участках пересечения Северо-Ферганского и Южно-Ферганского глубинных разломов с оперяющими разломами Турано-Гималайского трансконтинентального линеамента. Результаты сопоставления позволяют нам предполагать, что при формировании положительных аномалий плотностей теплового потока на территории Ферганской впадины важное значение имеют оперяющие разломы Турано-Гималайского трансконтинентального линеамента, пересекающие Северо-Ферганский и Южно-Ферганский глубинные разломы в северо-западном направлении.

Применение метода сопоставления карты плотности теплового потока Бухарской и Чарджоуской НГО (Абидов и др., 2002) со схемами структурного плана Бухаро-Хивинского нефтегазоносного района и мелкомасштабного космоструктурного районирования Средней Азии [4] показало, что основная часть каналов глубинного теплопереноса региона контролируется нововыявленной Бухаро-Зарафшанской мегазоной [6], простирающейся субмеридионально и пересекающей Бухаро-Хивинский регион. На юге, в пределах р. Амударьи, ширина зоны 160 км, а на пересечении со сводово-горстовой структурой (горные возвышенности Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау) ширина ее достигает 220 км. Зона прослеживается ярко выраженными темными фототонами от темновато- (Чарджоуская ступень) и темно-серого (Бухарская ступень) до густо-темно-серого (горные возвышенности с выходами на поверхность домезозойских отложений).

Таким образом, использование комплектов многозональных космических изображений разного масштаба преследует следующую цель: на комплектах мелкого и среднего масштабов определяются главные геоструктурные элементы, контролирующие миграцию глубинных углеводородов на поверхность, а комплекты крупного масштаба способствуют выявлению спектральных классификаторов фотоаномалий, формирующихся на поверхности каналов глубинного теплопереноса под действием тепловых и геохимических аномалий. Исследовать оптические характеристики существующих каналов ГТМП геолог-эксперт может только вооружившись унифицированным фототонетром.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азимов Б.Г. и др. Заявка на выдачу патента на полезную модель FAR 20110087 от 25.11.2011. Пятистрочный унифицированный фототонетр.
2. Абидов А.А. Генезис нефти и газа и методика поисков их местоскоплений. Ташкент: «Фан». 2010. 258 с.
3. Абидов А.А., Поликарпов А.А. Численное термодинамическое моделирование процессов теплопереноса // Узбекский журнал нефти и газа. Ташкент: 2002. № 2. С. 11-13.
4. Азимов Б.Г. Применение аэрокосмических изображений в структурно-геологических исследованиях // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ. 1988. 21 с.
5. Азимов Б.Г. Принципы мелкомасштабного нефтегазогеологического районирования Средней Азии // Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения: Респ. науч. конф. Ташкент: 2009. С. 53-57.
6. Азимов Б.Г., Мухамадалиева Х.Д. Применение многозональных космических изображений для изучения тектонического строения нефтегазоносных бассейнов Средней Азии // Узбекский геол. журн. Ташкент: 1991. № 3. С. 53-58.

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОТХОДОВ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА (ХВОСТОХРАНИЛИЩ) И РАЗРАБОТКА КАРТЫ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗА ГЕОТЕХНИЧЕСКИХ РИСКОВ

Рахмединов Э. Э.

тел.: 0702 067923; e-mail: rahimdinov@gmail.com

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызская Республика

Отходы радиоактивного горного производства Кыргызстана делятся на законсервированные и действующие [4]. Законсервированные отходы находятся на балансе Агентства по атомной и радиационной безопасности при МЧС КР.

В ведении МЧС – 58 опасных объектов, из них 33 – хвостохранилища (31 содержит радионуклиды) и 25 – горные отвалы. В основном опасные отходы горнорудного производства захоронены более полувека тому назад. Из семи административных областей республики в пяти имеются законсервированные хвостохранилища и горные отвалы, которые создают высокий риск возможных радиоактивно-экологических катастроф (рис. 1) [2].

Географически Кыргызстан расположен в регионе с высокой сейсмической активностью. На его территории ежегодно регистрируется свыше 3000 землетрясений, из них в среднем 10 ощутимые и сильные. Поэтому проблема безопасного хранения большого количества отходов горного производства является одной из основных проблем для страны [6].



Рис. 1. Карта мест крупных захоронений радиоактивных и токсичных отходов на территории Кыргызской Республик[6].

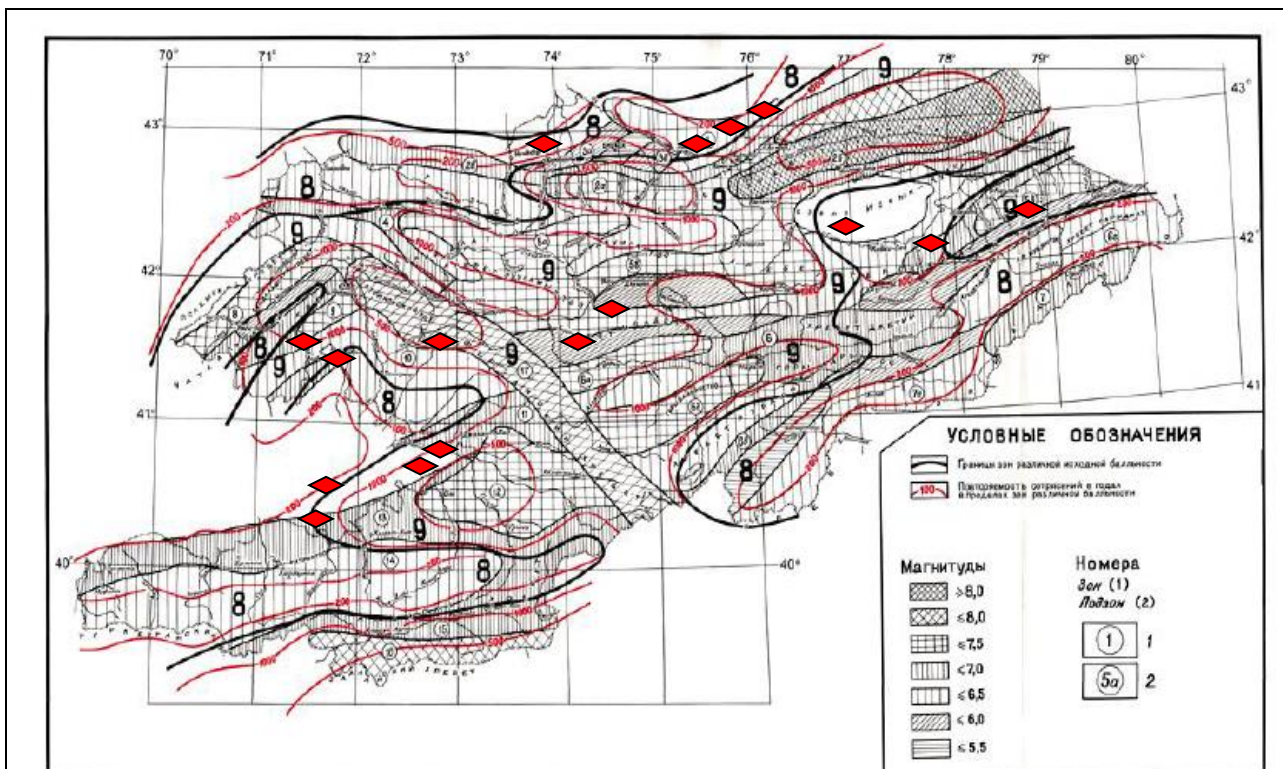


Рис. 2. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики [1] и места размещения отходов горного производства.

Особенно большую озабоченность вызывает техническое состояние крупных хвостохранилищ, которые расположены в зонах с интенсивностью землетрясений в 8-9 баллов (рис. 2). Такими наиболее опасными районами считаются захоронения отходов близ с. Минкуш, где имеются 4 хвостохранилища и 4 отвала; с. Майлуу-Суу и с. Каджи-Сай (в последнем случае возможно загрязнение озера Иссык-Куль). Кроме того, попадание отходов в реки Чу, Нарын и Сыр-Дарья может принести большой урон экосистеме территорий Узбекистана, Таджикистана и Казахстана [2].



Рис. 3. Местоположение хвостохранилищ у с. Мин-Куш на топографической карте масштаба 1: 1 000 000 (слева) и на местности (общий вид, справа) [3, 4, 5].

Так, с Кунгейской зоной в Севере-Восточной части Тянь-Шаня, где магнитуда ожидаемых землетрясений $M \geq 8$, связаны такие катастрофические землетрясения, как Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911 г. и Суусамырское 1992 г. В Таласо-Ферганской зоне с возможной магнитудой землетрясений в $M \geq 8$ расположен очаг 9-10-бального Чаткальского землетрясения 1946 г. К Алайской зоне с $M \geq 8$ (Юго-Западный Тянь-Шань) приурочены 7-8 балльные землетрясения 1902 г., 1915 г., 1962 г., 1977 г.; Нуринское 2008 г. и Талдыкское 2015 г. [1].

В хвостохранилищах у с. Мин-Куш (рис. 3) содержится 1961 тыс. тонн отходов уранового производства. Уровень мощности эквивалентной дозы гамма-излучения (МЭД) на поверхности объектов находится в пределах от 30-60 мкР/час; на отдельных аномальных точках МЭД он достигает до 1500 мкР/час. Основной риск исходит от левого борта реки Туюк-Суу, где активно развивается оползень, угрожающий, при сильном землетрясении, сходом и образованием запрудного озера [6].

На рис. 4 приведены фотодокументы захоронений урановых отходов в районе с. Майлуу-Суу. Оползень "Изолит" может достигнуть защитной дамбы, что приведет к ее размыву и попаданию урановых отходов в р. Майлуу-суу и далее в Нарын. Оползень «Тектоник» на восточном склоне долины реки Майлуу-Суу объемом в 1,5 млн. куб. м в 1992 г. в результате Суусамырского землетрясения переместился по склону на 1 км. В 2002 г. здесь произошел сход оползня в 40 тыс. куб. м. В обоих случаях произошло перегораживание реки, затопление и образование дамбы. С 1994 г. по настоящее время происходит постоянное смещение и оползня «Кой-Таш» [6].

Площадь хвостохранилища в районе поселка Каджи-Сай составляет 1.1 га (рис. 5). Здесь накоплено около 150 тыс. м³ хвостового материала, захоронены загрязненные грунты, размещен золоотвал. Общая активность захороненных отходов оценивается в 520 Ки. Средний γ -фон – 22-23 мкР/ч, есть несколько локальных участков загрязнений с мощностью

дозы до 1500 мкР/ч, образовавшихся в основном в результате раскопок территории местным населением [6].



Рис. 4. Места захоронения урановых отходов - хвостохранилища Майлу-Суу [6].



Рис. 5. Каджи-Сайское хвостохранилище урановых отходов [6].

Таким образом, на основании анализа карты сейсмического районирования территории Кыргызстана можно отметить, что места захоронения отходов горного производства размещены в основном в зонах с высокой сейсмической активностью и интенсивностью землетрясений. Учитывая тот факт, что все захоронения имеют полувековой возраст, коэффициент устойчивости дамб хвостохранилищ значительно снижен, что требует

проведения их тщательного изучения и проведения превентивных мероприятий по обеззараживанию хвостохранилищ и укреплению дамб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов К. Е. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики // Бишкек: Институт сейсмологии НАН КР. 2012 51 с.
2. Прогнозирование рисков от радиоактивных и токсичных хвостохранилищ и горных отвалов // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений территории Кыргызской Республики. Бишкек: 2015. 57 с.
3. Тербишалиева Б. Ж. Особенности водного ресурса долины реки Нарын в связи с геотехническими рисками // Магистерская диссертация. Бишкек. 2016. 26 с.
4. Усупаев Ш.Э. Инженерно-геономическая методология прогнозирования сейсмокатастроф на планете Земля и ее субчастях // Доклады Второго Казахстанско-Японского семинара 23-25 сентября 2002 года: Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений. Алматы: Эверо. 2003. С. 439-446.
5. Усупаев Ш.Э., Атыкенова Э.Э., Мамбеталиев Э.Д. ИГН карты оценки георисков от радиоактивно и токсично опасных природно-техногенных источников на население Кыргызстана и трансграничные страны Центральной Азии // Актуальные вопросы мирного использования атомной энергии: матер-лы Международной конференции молодых ученых и специалистов, посвященной 20-летию образования НЯЦ РК и 55-летию образования ИЯФ НЯЦ РК, 6-8 июня 2012 г. Алматы. 2012. С. 214 – 215.
6. Урановые хвостохранилища. Местные проблемы, региональные последствия, глобальное решение. www.uranium.kg.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ КОНСТАНТ ДИОРИТА ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ ТРЕХОСНОГО СЖАТИЯ ЦИЛИНДРИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ

Рычков Б.А., Комарцов Н.М., Кулагина М.А., Резин П.М.

тел.: 0772008422, e-mail: guchkovba@mail.ru; тел.: 0550285995, e-mail: komartsovnm@mail.ru;

тел.: 0555340620, e-mail: kulagina@krsu.edu.kg

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызская Республика

В монографии [1] приведены значения приращения осевого напряжения и соответствующие приращения осевой деформации.

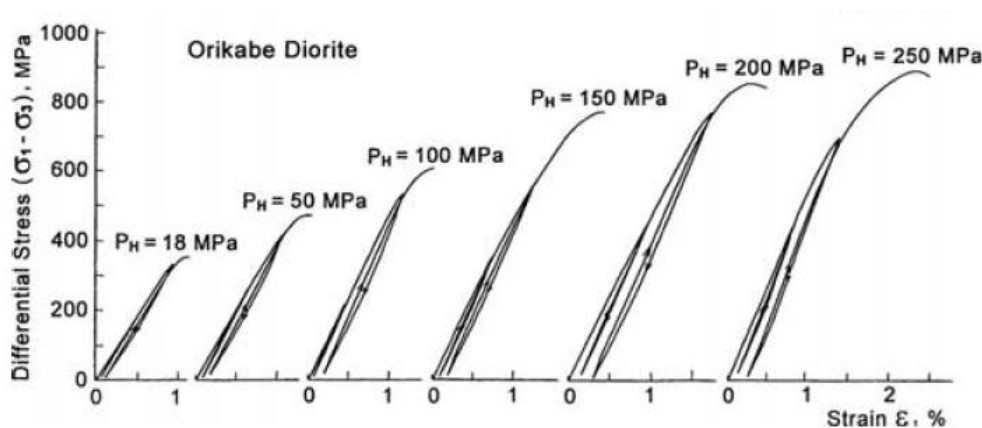


Рис. 1. Экспериментальные зависимости приращения напряжений-приращения деформаций для OrikabeDiorite.

Диаграммы, приведенные на рис. 1, отсканированы и представлены в виде соответствующих табличных значений приращения напряжения и приращения деформации. Оцифровка графиков была проведена с помощью программы ChartReader. Как было проверено автором эксперимента, в исходном состоянии диорит представляет собой изотропный материал. Поэтому для определения упругих констант такого материала правомерно использовать закон Гука в следующем виде:

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{E} [\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3)], \quad (1)$$

где E – модуль Юнга; ν – коэффициент Пуассона.

Если вид напряженного состояния характеризовать параметром $c = \frac{\sigma_2}{\sigma_1}$ (σ_1 – осевое напряжение; $\sigma_2 = \sigma_3$ – напряжение от бокового давления; $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$), то формулу (1) можно представить в виде:

$$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_1}{E} [1 - 2c\nu]. \quad (2)$$

Из полученных (табличных) значений $\Delta \sigma_1$ и $\Delta \varepsilon_1$ выбраны их значения при трех видах напряженного состояния, а именно: при $c = 0,49$; $c = 0,29$; $c = 0,23$, при всех осуществленных в опыте боковых давлениях. По этим значениям зависимости $\Delta \varepsilon_1(\Delta \sigma_1)$ представлены на рис. 2

Как видно из этого рисунка, при указанных видах напряженного состояния зависимость $\Delta \varepsilon_1(\Delta \sigma_1)$ является линейной. Это дает основание формулу (1) представить через соответствующие приращения (при фиксированном виде напряженного состояния):

$$\Delta \varepsilon_1 = \frac{\Delta \sigma_1}{E} [1 - 2c\nu]. \quad (3)$$

Рассматривая попарно диаграммы $\Delta \varepsilon_1(\Delta \sigma_1)$, при двух из выбранных значений параметра c , определим модуль Юнга E и коэффициент Пуассона ν .

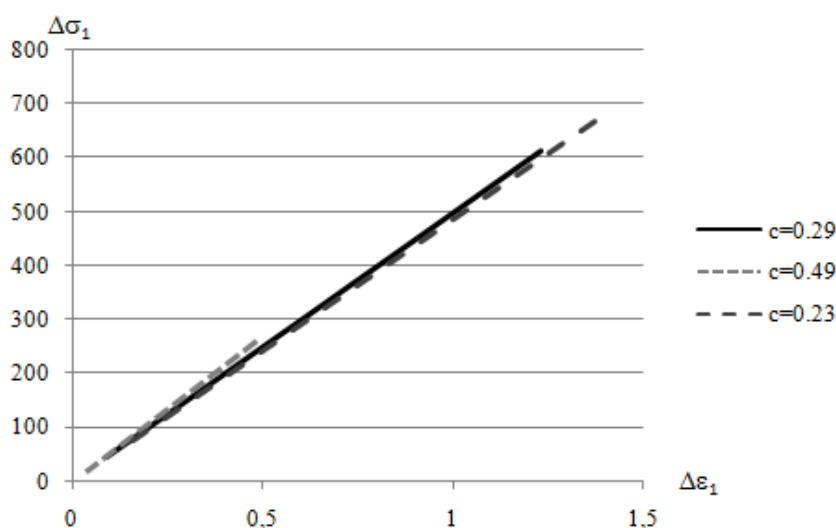


Рис. 2. Графики зависимости $\Delta \varepsilon_1(\Delta \sigma_1)$ при трех видах напряженного состояния.

В монографии [1] введен только один параметр, характеризующий упругую деформацию, а именно утверждается, что

$$\Delta \varepsilon_1 = \varepsilon_1 - \varepsilon_1^* = \frac{\sigma_1 - \sigma_1^*}{E_{\text{пр}}}, \quad (4)$$

где ε_1^* и σ_1^* – соответственно осевая деформация и осевое напряжение, достигнутые при предварительном гидростатическом давлении, а $E_{\text{пр}}$ считается модулем Юнга. Поскольку это не так, то, в отличие от первоисточника, этот модуль мы обозначили с нижним индексом, т.е. это на самом деле некоторый приведенный модуль. Если сравнить формулы (2) и (3), то указанный приведенный модуль выражается через действительный модуль Юнга и коэффициент Пуассона:

$$E_{\text{пр}} = \frac{E}{1 - 2\nu}. \quad (5)$$

Из последней формулы видно, что модуль $E_{\text{пр}}$ является переменной величиной, зависящей от вида напряженного состояния и от достигаемой упругой деформации. Действительно, в эксперименте получены следующие значения модуля $E_{\text{пр}}$, представленные на рис. 3 для всех боковых давлений.

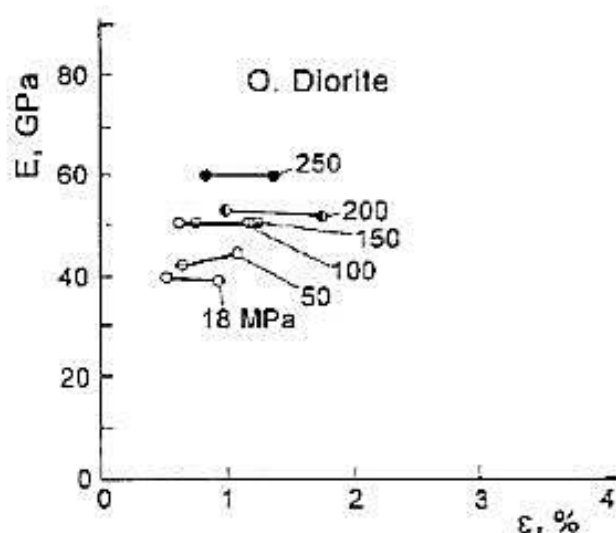


Рис. 3. Зависимость приведенного модуля упругости от приращения деформации.

Если рассмотреть диаграммы $\Delta \varepsilon_1(\Delta \sigma_1)$, представленные на рис. 1, то можно убедиться, что деформация $\Delta \varepsilon_1 = 1\%$ при малых боковых давлениях достигается за пределами упругости. Анализ зависимости (5) показал, что в пределах упругости величина $E_{\text{пр}}$ незначительно зависит от уровня $\Delta \varepsilon_1$, поэтому для сравнения выбрана деформация $\Delta \varepsilon_1 = 0,8\%$ и определено значение $E_{\text{пр}}$ по формуле (5). Результат сравнения представлен в таблице.

Таблица 1. Значения приведенного модуля Юнга

	P=18 МПа	P=50 МПа	P=100 МПа	P=150 МПа	P=200 МПа	P=250 МПа
Эксперимент	39344	43060	50273	50273	–	59891
Расчет	45961,8	47177,5	48368,72	49680,02	50665,71	51268,74

Расчетные значения $E_{\text{пр}}$ от экспериментально найденных отличаются в пределах погрешности определения данной величины.

По найденным действительным упругим константам построены зависимости $\Delta \varepsilon_1(\Delta \sigma_1)$ в пределах упругости, что представлено на рис. 4 (А-Е).

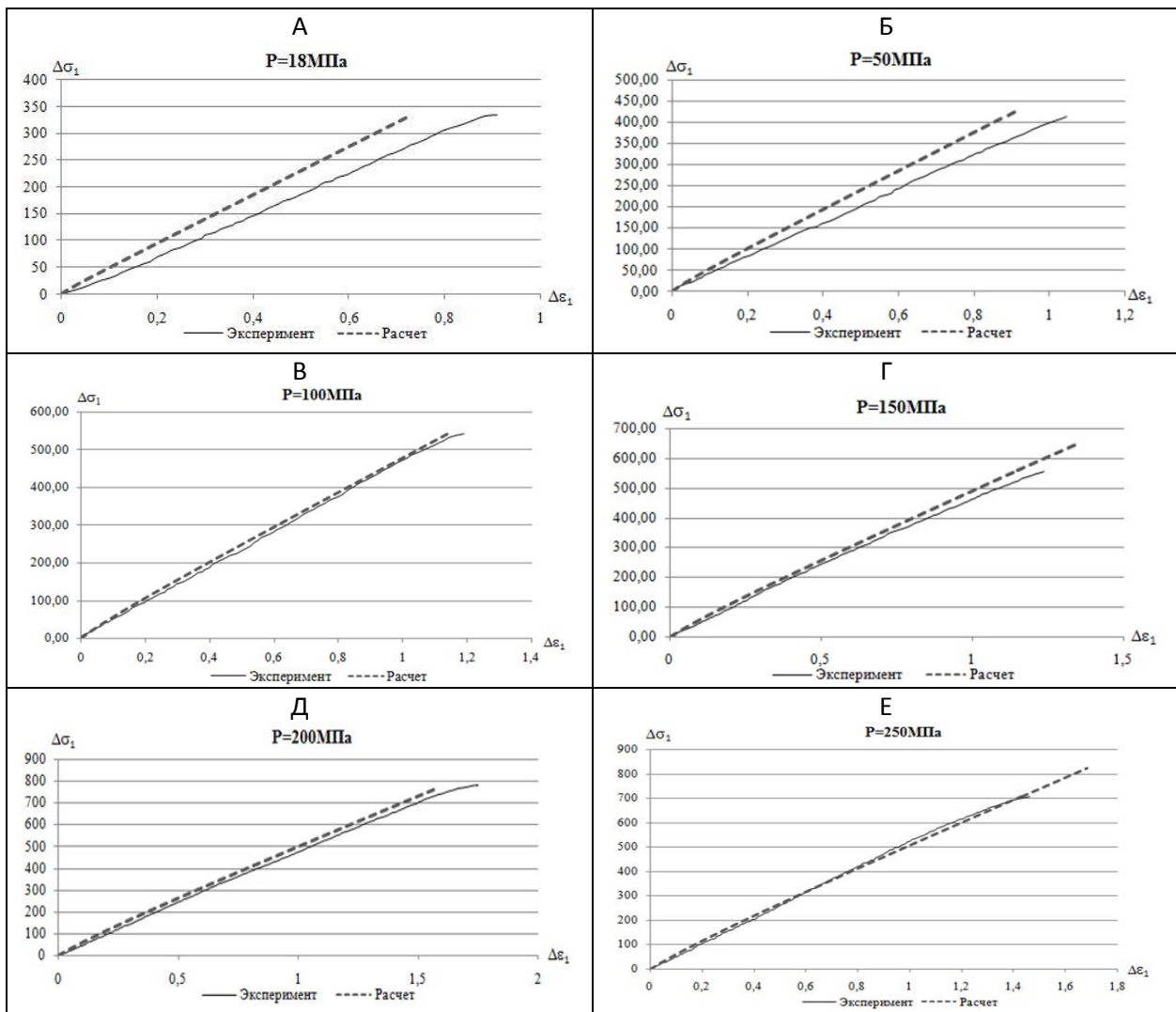


Рис. 4. Зависимости $\Delta\varepsilon_1(\Delta\sigma_1)$ при различных боковых давлениях (А-Е).

Наибольшее расхождение между расчетными и экспериментальными диаграммами наблюдается при малых боковых давлениях, что объясняется запаздыванием приращения осевой деформации, наблюдаемой в опыте после излома траектории нагружения.

Таким образом, на основе ограниченного объема исходных экспериментальных данных удалось определить упругие константы материала и достигнуть соответствия между расчетными и экспериментально определенными деформациями диорита в упругой области деформирования.

В стадии разработки находится определение не только упругой, но и неупругой деформации за пределами упругости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mogi K. Experimental rock mechanics. The Netherlands, Taylor & Francis / Balkema. 2007. 380 с.

НОВЫЕ И БАЗОВЫЕ НОРМЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО ДЕЙСТВУЮЩИМ МЕТЕОСТАНЦИЯМ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ, И ИХ ВЫСОТНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ

Рябикина Е.В.

тел.: (0558) 55-85-99, (0312) 36-02-88; e-mail: Riabikinae@gmail.com

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Нормы средних месячных и годовых температур воздуха представляют собой их средние значения, полученные за достаточно длинный период наблюдений метеостанций, и являются первоочередными по важности климатическими характеристиками для любого региона [1].

В связи с наблюдающимся быстрым потеплением глобального климата Земли, Комиссия по климатологии ВМО (июль 2014 г.) [2] рекомендует: «рассчитывать стандартные нормы каждые 10 лет, начиная с года, кончающегося цифрой 1; применять их к последнему 30-летнему периоду, принимая за новый текущий стандарт 1981-2010 гг.; при этом для конкретных целей мониторинга изменений климата в долгосрочной перспективе сохранить период 1961-1990 гг. в качестве базового периода бессрочно или же до тех пор, пока не возникнет неоспоримая научно обоснованная ситуация, требующая его изменения». Таким образом, с изменением климата изменяются и климатические нормы, что вызывает необходимость их постоянной корректировки.

Внутренний Тянь-Шань (ВТШ) представляет собой обширное и высокое внутреннее нагорье (рис. 1) с диапазоном абсолютных отметок от 0,8 до 7,439 км (пик Победы), ограниченное со всех сторон высокими хребтами – барьерами, образующими местные климаторазделы: на севере – это субширотные цепи (с востока на запад) Терской-, Киргизского- и Таласского Ала – Тоо; на западе – субмеридиональный Ферганский хребет, на юге – пограничный хребет Кокшаал-Тоо.

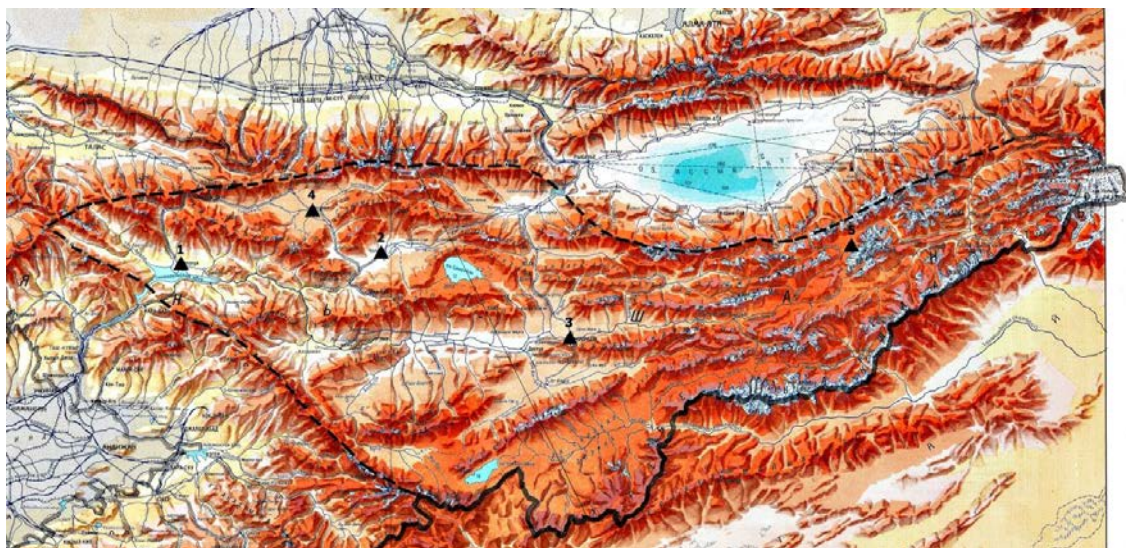


Рис. 1. Физико-географическая карта Кыргызской Республики с выделенными пунктиром границами Внутреннего Тянь-Шаня и расположением действующих метеостанций (название и высоты станций даны в табл.1).

Внутренний Тянь-Шань имеет суровый континентальный климат с хорошо выраженной высотной зональностью [3-6] с тремя климатическими поясами: 1) среднегорный пояс (900-1200...2000–2200 м) имеет типичный умеренный климат с теплым летом, с довольно устойчивой снежной зимой; 2) высокогорный пояс (2000-2200...3000-3500

м) отличается прохладным летом и холодной, местами многоснежной зимой; 3) нивальный пояс (3500 м и выше) характеризуется суровым, очень холодным климатом. Только Токтогульская котловина имеет высоты днища около 900 м, относящиеся к переходной зоне от нижнегорного к среднегорному поясу.

В настоящей работе приводятся сравнительные оценки годовых и месячных норм температуры воздуха, выполненные нами по 5-ти действующим метеостанциям ВТШ и их высотные зависимости за 2 периода наблюдений: 1) современные нормы ВМО за 1981-2010 гг. [2] (рассчитаны за период 1981-2009 гг. и практически будут совпадать с нормой за 1981-2010 гг.) и 2) базисные нормы ВМО за 1961-1990 гг. [2] (или близкий к нему период).

Обсуждение полученных результатов. К сожалению, такая орографически и климатически сложная территория, как ВТШ, охвачена данными метеостанций совершенно недостаточно. С 1930 г. по 1999 гг. здесь работало 18 станций. Затем большая их часть была закрыта, и сейчас наблюдения ведут только 5 станций (табл. 1), освещающих среднегорный пояс (Токтогул и Чаек), переходную зону от среднегорного к высокогорному поясу (Нарын и Сусамыр) и переходную зону от высокогорного пояса к нивальному (Тянь-Шань). В табл. 2 приведены **рассчитанные нами** новые нормы, полученные согласно рекомендациям ВМО за 1981-2010 гг. (строка 1) и нормы базового периода ВМО за 1961-1990 гг. (строка 2).

Таблица 1. Действующая сеть метеостанций Внутреннего Тянь-Шаня

Станция	Высота, м	Расположение	Период работы
1. Токтогул	821/ 986	Низкогорная котловина	с 1951
2. Чаек	1651	Среднегорная котловина	с 1960
3. Нарын	2039	Среднегорная котловина	с 1885
4. Сусамыр	2061	Среднегорная котловина	с 1934
5. Тянь-Шань	3614	Высокогорная зона сыртов	с 1929

Таблица 2. Новые (1981-2010 гг.) и базисные (1961-1990 гг.) нормы месячных и годовых температур (°С) по действующим станциям (использованный для расчетов оценок норм фактический период указан после названия станции в скобках)

Период (нормы)	Месяцы и год												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
Токтогул – 986 м - (1952-1973, 1979-2009 гг.)													
1.1981-10	-5,0	-2,7	4,7	12,9	17,2	21,1	24,0	24,4	19,9	12,3	5,5	-1,7	11,1
2.1961-90	-6,6	-4,7	3,9	12,4	16,7	20,8	24,0	24,1	19,6	11,9	4,0	-3,0	10,3
Чаек – 1651 м (1961-2009 гг.)													
1.1981-10	-15,0	-12,1	-1,7	8,7	13,7	16,7	19,0	18,9	14,6	7,1	-1,0	-10,5	4,9
2.1961-90	-15,9	-12,9	-2,1	9,0	13,7	16,8	19,1	19,0	14,3	7,0	-2,6	-11,0	4,5
Нарын – 2039 м (1930 -2009 гг.)													
1.1981-10	-15,0	-11,8	-1,8	7,5	11,8	14,9	17,5	17,5	13,5	6,2	-2,1	-11,5	3,9
2.1961-90	-15,8	-12,6	-2,3	7,7	11,7	14,7	17,3	17,5	12,9	5,9	-3,6	-12,1	3,4
Сусамыр – 2061 м (1937-2009 гг.)													
1.1981-10	-21,2	-18,1	-9,3	1,1	8,6	11,7	13,6	13,2	9,0	2,0	-7,2	-17,2	-1,2
2.1961-90	-22,3	-19,5	-10,2	1,7	8,6	11,6	13,8	13,4	8,9	2,2	-9,5	-18,2	-1,6
Тянь-Шань – 3614 м (1930-2009 гг.)													
1.1981-10	-20,8	-18,9	-12,5	-6,7	-0,6	2,5	4,6	4,4	0,6	-6,1	-13,1	-18,7	-7,1
2.1961-90	-21,5	-19,7	-13,6	-6,2	-0,8	2,1	4,4	4,2	-0,1	-6,1	-14,4	-19,2	-7,5

Как видно, для одних и тех же станций различия как годовых, так и месячных норм по разным периодам составляют от десятых градуса до 2,2 °С. Чтобы представить все это более наглядно, составлена специальная табл. 3, в которой даны разности *новых норм* ВМО за 1981-2010 гг. с *базовыми нормами* ВМО за 1961-1990 гг. Статистическая значимость различий норм оценена на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$.

Таблица 3. Разности новых (1981-2010 гг.) и базисных (1961-1990 гг.) месячных и годовых норм температур (°С) по действующим станциям (статистически значимые разности выделены жирным шрифтом)

Месяцы и год													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	
Токтогул, 986 м													
1,5	2,0	0,8	0,5	0,5	0,4	0,0	0,2	0,4	0,4	1,5	1,3	0,8	
Чаек, 1651 м													
0,9	0,7	0,4	-0,3	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	0,3	0,1	1,6	0,6	0,3	
Нарын, 2039 м													
0,8	0,8	0,5	-0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,7	0,3	1,5	0,5	0,4	
Сусамыр, 2061 м													
1,1	1,4	0,9	-0,5	0,0	0,1	-0,1	-0,2	0,1	-0,2	2,2	1,0	0,5	
Тянь-Шань, 3614 м													
0,6	0,8	1,1	-0,5	0,2	0,4	0,2	0,2	0,7	0,0	1,3	0,5	0,4	

Рассмотрим изменения норм по табл. 3 следуя высотным поясам расположения станций.

Среднегорный пояс (станции Токтогул и Чаек). Новые нормы ВМО для годовых температур (1981-2010 гг.) по сравнению с нормами базового периода (1961-1990 гг.) в среднегорном поясе увеличились на 0,3-0,8 °С. Для месячных норм повышения на МС Токтогул были в пределах от 0,0-0,5 (апрель-октябрь) до 2,0 °С (февраль). На МС Чаек по месяцам наблюдалась неустойчивая картина, от похолодания (с апреля по август на -0,1-0,3 °С) до потепления в ноябре на 1,6 °С. В 9 из 24 случаев, т.е. в 38 %, повышения норм для этих станций оказались значимыми на уровне доверительной вероятности 0,95.

Высокогорный пояс (станции Нарын и Сусамыр). Сравнивая новые годовые нормы (1981-2010 гг.) и нормы базового периода (1961-1990 гг.) в высокогорном поясе видно, что новые нормы увеличились на 0,4-0,5 °С, при том на МС Сусамыр увеличение оказалось статистически значимо. Изменение месячных норм на обеих станциях имело разные знаки: от слабо отрицательных (-0,1...-0,5 °С в теплый период года) до весьма высоких положительных в ноябре 1,5 и 2,2 °С. Эти два случая повышения месячных норм оказались статистически значимыми (из 24), что дает 8 %.

Нивальный пояс (станция Тянь-Шань). Новая норма годовых температур (1981-2010 гг.) по сравнению с нормой базового периода (1961-1990 гг.) в нивальном поясе по данным МС Тянь-Шань увеличилась на 0,4 °С (незначимый рост). При этом в апреле имело место слабое снижение нормы на -0,5 °С, а в остальные месяцы повышения до 1,3 °С. Лишь в одном случае из 12-ти (8%) повышение нормы оказалось значимым.

Представляется весьма важным построить высотные зависимости норм для современного периода 1981-2010 гг. и базового периода 1961-1990 гг. На рис. 2 показаны графики найденных высотных зависимостей для годовых базисных (1961-1990 гг.) и новых норм (1981-2010 гг.), совмещенные друг с другом. Полученные уравнения имеют вид (z , км):

$$1961-90 \text{ гг.}: T_{\text{ср.год}} = -6,6302z + 15,54 \pm 2,4, \quad (r = -0,91) \quad (2)$$

$$1981-10 \text{ гг.}: T_{\text{ср.год}} = -6,7353z + 16,26 \pm 2,4, \quad (r = -0,95) \quad (3)$$

Как видно, оба графика на рис. 2 практически сливаются, что говорит о численной близости новых и базисных норм. Коррелированность обеих годовых норм с высотой оказалась высокой ($r = -0,91$ и $-0,95$ соответственно), ошибка регрессий достаточно мала ($S_{рег} = \pm 2,4$ °C) и обе регрессии статистически значимы.

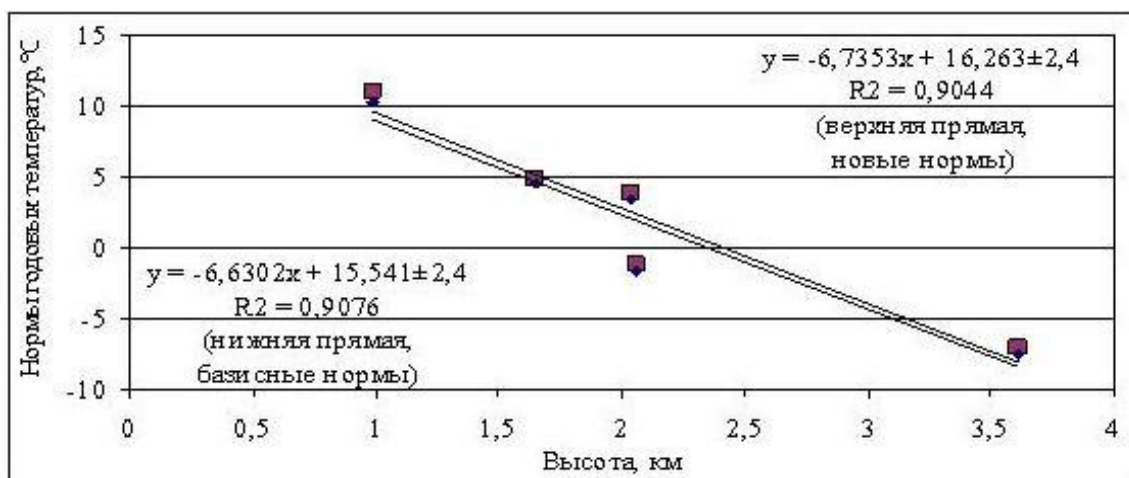


Рис. 2. Совмещенные графики высотных зависимостей новых норм за период 1981-2010 гг. (верхняя прямая) и базисных норм за период 1961-1990 гг. (нижняя прямая) по данным 5 действующих станций.

Согласно этим зависимостям, в среднем для территории ВТШ новые и базисные годовые нормы понижаются с высотой с очень близкими вертикальными градиентами: $b_1 = -6,63$ °C/км (1961-1990 гг.) и $-6,74$ °C/км (1981-2010 гг.).

Аналогичные расчеты параметров регрессий (b_1 , b_0 , $S_{рег}$, r) были сделаны для норм всех 12 месяцев года и приведены в табл. 6. Из нее видно, что во всех случаях степень коррелированности высока, $r = -0,77 \dots -0,99$, и регрессии статистически значимы ($p = 0,95$) с марта по декабрь, а стандартные ошибки регрессий составляют $1,3 \dots 4,7$ °C. Поэтому все регрессии - (2), (3) и табл. 2 - рекомендуются нами к практическому использованию, надежно характеризуя высотные зависимости этих норм, что весьма важно для практики.

Таблица 4. Параметры высотных регрессий для базисных и новых норм по данным 5 станций ВТШ (значимые b_1 и r выделены жирным шрифтом)

Параметр	Месяцы года											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Новые нормы, период 1981-2010 гг.												
b_1 , °C/км	-5,28	-5,53	-6,30	-7,55	-6,90	-7,12	-7,38	-7,56	-7,30	-6,94	-6,86	-5,92
b_0 , °C	-4,46	-1,28	8,92	20,34	24,42	28,12	31,01	31,34	26,63	18,68	10,63	0,33
$S_{рег}$, °C	4,7	4,3	3,5	2,6	1,3	1,3	1,6	1,8	1,8	1,7	2,5	4,1
r	-0,78	-0,82	-0,89	-0,95	-0,99	-0,99	-0,98	-0,98	-0,98	-0,98	-0,95	-0,85
Базисные нормы, период 1961-1990 гг.												
b_1 , °C/км	-5,00	-5,19	-6,46	-7,25	-6,86	-7,19	-7,49	-7,59	-7,45	-6,82	-6,77	-5,68
b_0 , °C	-6,06	-3,15	8,53	19,92	24,19	28,07	31,23	31,37	26,54	18,29	8,80	-0,95
$S_{рег}$, °C	4,7	4,2	3,6	2,5	1,4	1,3	1,4	1,6	1,6	1,5	2,9	4,1
r	-0,77	-0,81	-0,89	-0,96	-0,98	-0,99	-0,99	-0,98	-0,98	-0,98	-0,93	-0,84

В табл. 5 в качестве примера приведены расчеты значений базисных и новых норм для года и центральных месяцев сезонов во ВТШ для высот до 4 км. Так, например, для года оценки норм на высотах 1, 2, 3, и 4 км соответственно равны: 8,9; 2,3; -4,3; -11,0 °С - для базового периода (1961-1990 гг.) и 9,5; 2,8; -3,9 и -10,7 °С - для современного периода (1981-2010 гг.).

Анализ разностей новых и базисных норм показывает, что абсолютная разница между новыми (1981-2010 гг.) и базисными (1961-1990 гг.) нормами ВМО по всем высотам относительно мала: общий диапазон для года и всех месяцев составляет -0,8...1,7 °С. Причем с мая по август и в октябре по модулю разность не превышает 0,3 °С, когда ею можно пренебречь.

Таблица 5. Рассчитанные по регрессиям (табл. 4) базисные и новые нормы температуры воздуха (°С) для различных высот ВТШ

Год/месяц	Высота, км						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
Новые нормы, период 1981-2010 гг.							
год	9,5	6,2	2,8	-0,6	-3,9	-7,3	-10,7
январь	-9,7	-12,4	-15,0	-17,7	-20,3	-23,0	-25,6
апрель	12,8	9,0	5,2	1,5	-2,3	-6,1	-9,9
июль	23,6	19,9	16,3	12,6	8,9	5,2	1,5
октябрь	11,7	8,3	4,8	1,3	-2,2	-5,6	-9,1
Базисные нормы, период 1961-1990 гг.							
год	8,9	5,6	2,3	-1,0	-4,3	-7,7	-11,0
январь	-11,1	-13,6	-16,1	-18,6	-21,1	-23,6	-26,1
апрель	12,7	9,0	5,4	1,8	-1,8	-5,5	-9,1
июль	23,7	20,0	16,3	12,5	8,8	5,0	1,3
октябрь	11,5	8,1	4,7	1,2	-2,2	-5,6	-9,0

Выводы

1. Постоянно происходящее изменение климата требует соответствующего постоянного обновления норм температуры воздуха. По 5 действующим станциям ВТШ рассчитаны, согласно рекомендациям ВМО, новые годовые и месячные нормы (1981-2010 гг.) и базовые нормы (1961-1990 гг.). Эти нормы позволяют решать различные прикладные климатические задачи.
2. Сравнение базисных норм с новыми нормами для периода 1981-2010 гг. показало, что в зависимости от высоты станции и месяца года новые нормы изменились относительно базисных норм неоднозначно: от возможного их слабого и умеренного понижения в пределах до -0,5 °С до существенного повышения на 2,2 °С, что является следствием наблюдающегося потепления климата региона. Приводятся численные оценки изменения базисных норм относительно их значений, полученных для периода 1981-2010 гг.
3. Полученные высотные зависимости новых (1981-2010 гг.) и базисных (1961-1990 гг.) норм температуры воздуха рекомендуются к практическому использованию для всех районов ВТШ, которые непосредственно не освещены данными метеостанций.
4. Сравнение высотных зависимостей норм показало, что новые и базисные нормы для года и всех месяцев разнятся относительно мало (в пределах -0,8...1,3 °С).

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О.А. и др. Климатология. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 567 с.
2. Комиссия по климатологии ВМО. Шестнадцатая сессия. Сокращенный окончательный отчет с резолюциями и рекомендациями / ВМО. 2014. С. 68-69.

3. Атлас Киргизской ССР. М.: ГУГК СССР. 1987. 157 с.
4. Климат Киргизской ССР / Под ред. З.А. Рязанцевой. Фрунзе: Илим. 1965. 292 с.
5. Кузьмиченок В.А. Цифровые модели характеристик увлажнения Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ. 2008. 227 с.
6. Подрезов О.А. Горная климатология и высотная климатическая зональность Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ. 2014. 170 с.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПЛОЩАДКЕ ALMALY ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ

Саламатина Ю.М., Кузиков С.И.
 тел.: +996 312 613140; e-mail: salam@gdirc.ru
 Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

В пределах Бишкекского геодинамического полигона в 2005 г. была оборудована площадка Almalу с фундаментальными реперами для детальных комплексных геодезических наблюдений за современными движениями земной коры. Площадка расположена в предгорьях южных отрогов Киргизского хребта, в ~13 км восточнее территории Научной станции РАН (НС РАН) и в ~2 км южнее одноименного села Алмалы. С момента организации и по настоящее время на площадке проводятся GPS (Global Positioning System), линейно-угловые, нивелировочные и метеорологические наблюдения. В районе данной площадки силами НС РАН проводятся и другие геофизические работы. Для целей наших исследований интерес представляют данные постоянных многолетних GPS-измерений на реперах геодезической площадки Almalу (рис. 1).

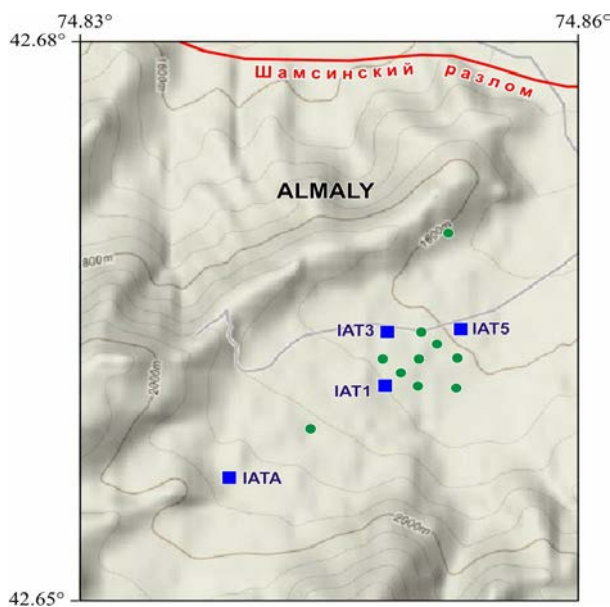


Рис. 1. Расположение многоцелевых геодезических реперов площадки Almalу с фундаментальным основанием. Квадратными маркерами и кодовыми именами отмечены пункты многолетних перманентных GPS-измерений. Красной линией отражено положение активного Шамсинского разлома.

По результатам линейно-угловых и GPS-измерений за 2006-2008 гг. на данной площадке и на подобной площадке в ~5 км западнее было зафиксировано синхронное упругое деформирование северных базовых линий (БЛ) площадок [1, 2]. Здесь отмечено 2 цикла анизотропных в горизонтальном плане деформаций БЛ продолжительностью по ~4 месяца. Максимальные изменения длин БЛ на площадках составили: по долготе – до -18 мм

на 403 м (-4.5×10^{-5}) и по широте – до 14 мм на 150 м (9.3×10^{-5}). Велика вероятность того, что эти деформации связаны с влиянием ослабленной зоны активного Шамсинского взброса.

В 2012-2014 гг. по оперативно полученным данным еженедельных линейно-угловых измерений здесь вновь были зафиксированы 2 аналогичных деформационных всплеска. Очевидная цикличность в проявлении геодинамической активности на исследуемых объектах требует более детального анализа. В нашем случае наиболее подходящими являются данные позиционирования постоянно действующих GPS-станций IAT1, IAT3, IAT5 (рис. 1). Положение БЛ IAT1-3 позволяет оценить деформационные характеристики земной коры между реперами в направлении С-Ю, а данные по БЛ IAT3-5 способны охарактеризовать вариации длины в направлении В-З.

На текущий момент рассчитаны временные ряды координат для GPS-пунктов площадки Almaly с дискретностью в 5 дней. В редких случаях такая дискретность может уменьшаться, иногда – увеличиваться, максимально до 2-х месяцев. Но в общем случае временные ряды координат исследуемых пунктов представлены довольно хорошо и пригодны для обозначенных выше целей анализа. В качестве входных данных мы используем геоцентрические картезианские координаты XYZ, рассчитанные программой GAMIT/GLOBK в системе отсчета EURA-2008 за интервал наблюдений 2005-2014 гг. Пример временного ряда координат XYZ для пунктов площадки Almaly отражен в таблице 1.

Таблица 1. Фрагмент временного ряда координат XYZ для пункта IAT3

Дата	X, м	Y, м	Z, м
...
31.12.2006	1228029.4793	4535611.5107	4301040.0414
05.01.2007	1228029.4763	4535611.5061	4301040.0402
09.01.2007	1228029.4776	4535611.5063	4301040.0408
...

При этом оценки ошибок для значений координат составляют в среднем до 5-6 мм по интервалу осреднения, для оси X средние оценки ошибок уменьшаются до 3-4 мм. Всего количество фиксированных значений координат XYZ для пунктов площадки Almaly составляет около 600 значений для временного интервала от 31.07.2005 до 31.12.2014.

Из опытно-методических работ 2009 г. на этих же пунктах площадки известно, что уровень вариаций координат реперов в 5-8 раз больше уровня изменений длинны БЛ [3]. Т.е. длина БЛ является значительно более устойчивой величиной с течением времени, чем любая из координат любого GPS-репера. Поэтому преобразуем временные ряды координат XYZ для 3-х реперов площадки Almaly в вариации длин БЛ IAT1-3 (меридионального направления) и БЛ IAT3-5 (широтного направления). При этом более чем втрое сокращается объем анализируемых данных, стабилизируется параметр исследования и появляется возможность прямого сопоставления GPS-длин БЛ с данными линейно-угловых измерений.

Для целей исследования изменения параметров с течением времени абсолютные значения длин БЛ не имеют первостепенного значения, в этом случае больший интерес представляют относительные вариации приращения длины БЛ. Поэтому проведем процедуру центрирования для выборки длин каждой БЛ, другими словами из каждого значения выборки длины БЛ вычтем среднее по данной выборке. Пример подобного преобразования временных рядов длин БЛ IAT1-3 и IAT3-5 площадки Almaly отражен в таблице 2.

Таким образом, графическому представлению и анализу подлежат три столбца таблицы 2: Дробный год и Центрированные длины БЛ (d1-3 и d3-5). Вся цифровую информацию о вариациях длин исследуемых БЛ площадки Almaly можно представить в сконцентрированном графическом виде (рис. 2). На рисунке 2 обращает на себя внимание симметричность графиков, соответствующих северному и восточному направлениям. Если прямолинейный тренд БЛ IAT1-3 имеет скорость общего удлинения 0.83 мм/год, то для тренда БЛ IAT3-5 характерна тенденция общего укорочения -0.2 мм/год.

Таблица 2. Фрагменты временных рядов длин БЛ IAT1-3 (D1-3) и IAT3-5 (D3-5) и соответствующие им центрированные значения IAT1-3 (d1-3) и IAT3-5 (d3-5)

Дата	Дробный год	Длины БЛ, мм		Центрированные длины БЛ, мм	
		IAT1-3 (D1-3)	IAT3-5 (D3-5)	IAT1-3 (d1-3)	IAT3-5 (d3-5)
...
25.01.2008	2008.068	301488.36	360334.77	1.96	-0.82
29.01.2008	2008.079	301488.44	360335.29	2.04	-0.30
02.02.2008	2008.089	301491.92	360332.27	5.52	-3.32
...

При этом все основные случаи длительного упругого удлинения отмечаются только по направлению С-Ю, и основные события продолжительного упругого укорочения фиксируются в направлении В-З.

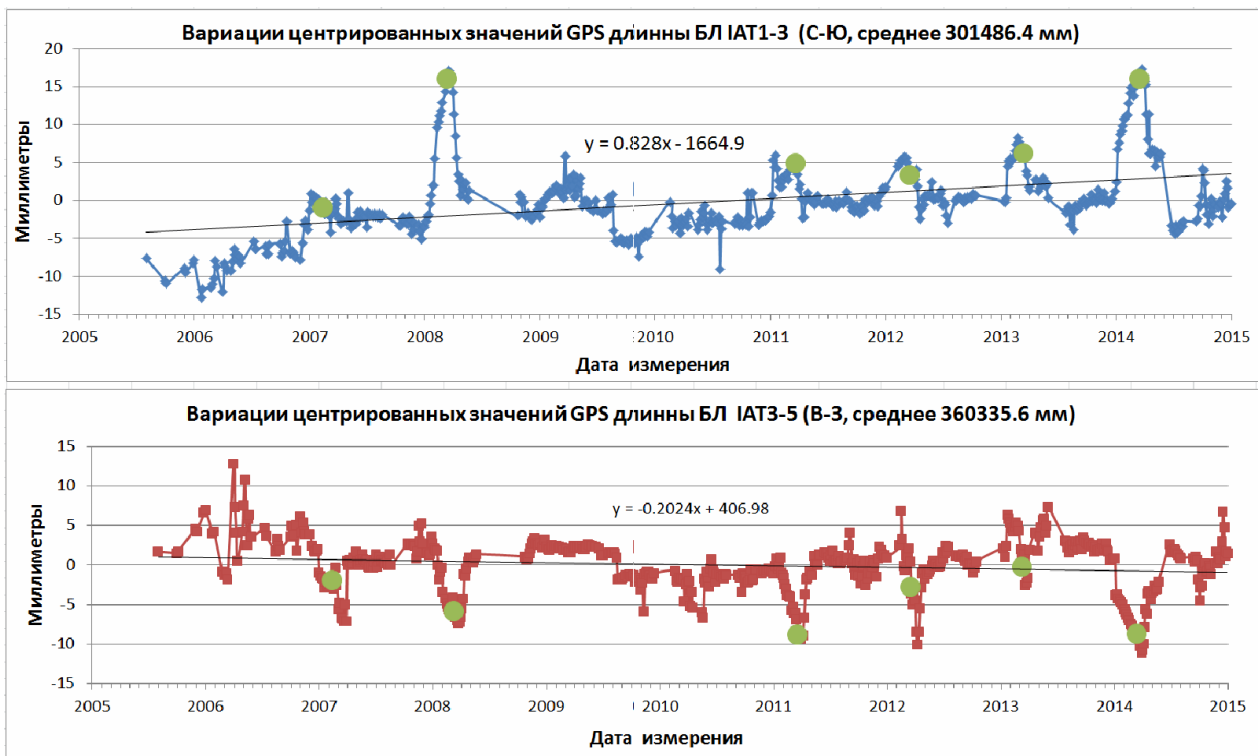


Рис. 2. Графики изменения длин базовых линий относительно средних значений. Верхний – для БЛ IAT1-3, средней длины 301486.4 мм и ориентированной меридионально. Нижний – для БЛ IAT3-5, средней длины 360335.6 мм и ориентированной восток-запад. Черные наклонные линии и формулы – прямолинейные аппроксимирующие тренды. Круглые маркеры – синхронные значимые события на вейвлет-спектрограммах (см. ниже).

Коэффициент корреляции между временными рядами вариаций длин БЛ IAT1-3 и IAT3-5 равен -0.5, что свидетельствует о противоположенных процессах деформации (анизотропии) по отношению к сторонам света. При этом можно отметить некоторые временные участки на графиках, на которых характеризуются однонаправленными изменениями длин БЛ.

Для выявления закономерностей в периодичности деформационных процессов применим к временным рядам длин БЛ вейвлет-преобразование. Данная процедура выполнена в программе MatLab 7.0.4, где вейвлет-преобразование осуществлено по формуле:

$$W_f(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) * \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (1)$$

где $W_f(a, b)$ – значения вейвлет-коэффициентов; $f(t)$ – исследуемый временной ряд; $\psi(t)$ – материнский вейвлет; a – параметр непрерывного масштабного преобразования $\psi(t)$; b – параметр непрерывного переноса $\psi(t)$ вдоль оси времени [4]. В нашем случае в качестве материнского вейвлета выступает вейвлет Хаара:

$$\psi(t) = \begin{cases} 1, & 0 \leq t < 1/2; \\ -1, & 1/2 \leq t < 1; \\ 0, & t < 0, t \geq 1. \end{cases} \quad (2)$$

Спектр $W_f(a, b)$ для одномерного сигнала есть поверхность в трехмерном пространстве. По горизонтальной оси отложены значения b (сдвиг по времени), по вертикальной оси – значения a (масштаб или размер вейвлета), а значения коэффициентов вейвлет-преобразования $W_f(a, b)$ кодируются различными оттенками цвета. Графическое представление вейвлет-спектрограмм для исследуемых БЛ отражено на рисунке 3.

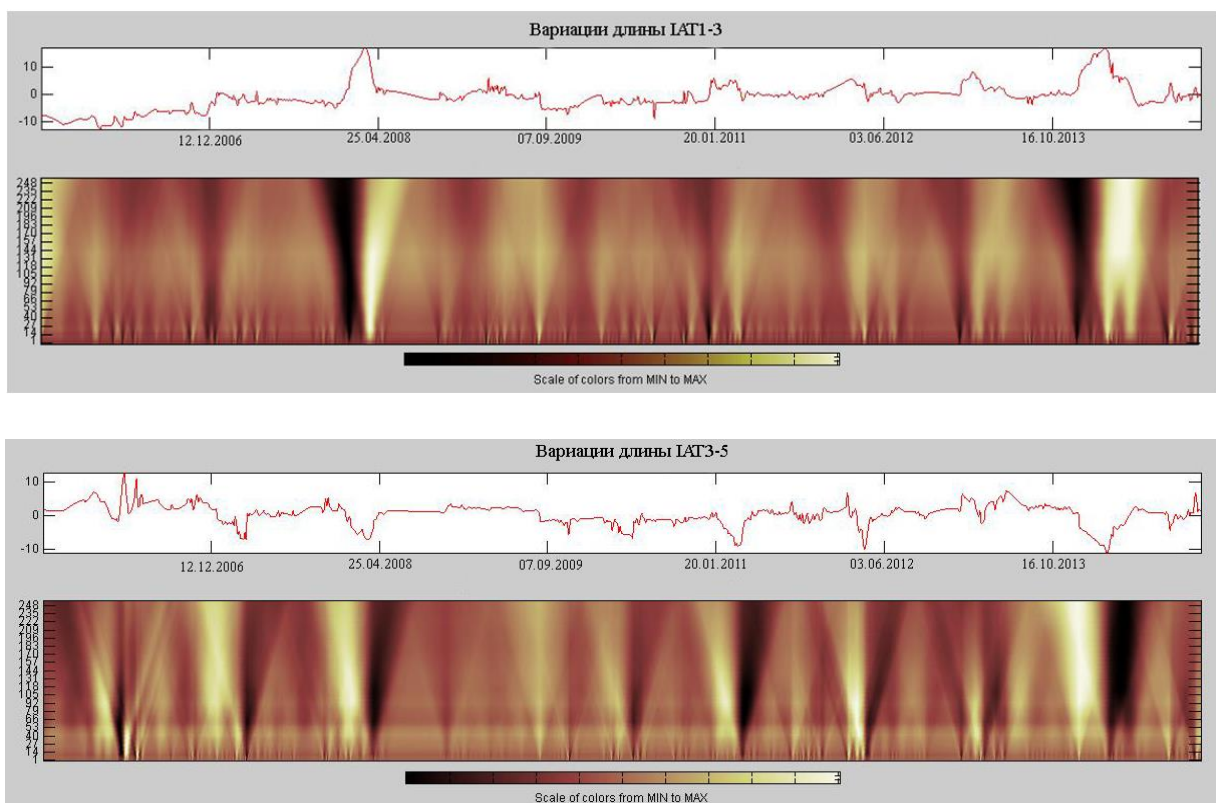


Рис. 3. Графики вариаций длин базовых линий, совмещенные с вейвлет-спектрограммами (Хаара, MatLab). Верхний – для БЛ ИАГ1-3 (ср. дл. 301486.4 мм, С-Ю); нижний – для БЛ ИАГ3-5 (ср. дл. 360335.6 мм, В-З).

Для изучения временных рядов БЛ ИАГ1-3 и БЛ ИАГ3-5 оказалось достаточным использование значений a (масштабирование) от 1 до 256 (шаг 1) и значений b (сдвиг по времени) в пределах всего временного ряда GPS-наблюдений. Из (1) и (2) следует, что малые значения a соответствуют высоким частотам $\omega \sim 1/a$. Таким образом, вейвлет-

преобразование сигнала начинается с высоких и заканчивается низкими частотами, от нижних срезов спектрограммы – к верхним (соответственно). Из вейвлет-спектрограмм Хаара (рис. 3) следует, что темные области соответствуют отрицательным, а светлые – положительным значениям вейвлет-коэффициентов $W_f(a, b)$. Также светлые области отражают тенденцию укорочения длин БЛ, а темные цвета – тенденцию удлинения. Соответственно, четкие границы между областями, в которых $W_f(a, b) = 0$, соответствуют экстремальным значениям длин БЛ. На наш взгляд, данный вид вейвлет-спектрограмм наилучшим образом отражает общие закономерности в проявлении деформационных циклов для анализируемых данных.

Поскольку высокочастотные и малоамплитудные колебания длин БЛ могут быть сопряжены с ошибками GPS-метода позиционирования, то в данной ситуации больший интерес представляют проявления низкочастотных деформаций с большой амплитудой (относительно крупные деформационные события). Такие события на спектрограммах хорошо проявлены вертикальными (не наклонными) линиями раздела между светлыми и темными областями. Чем больше амплитуда деформационного события, тем выше контрастность между сменой цветовой гаммы. Нами выделено 6 таких циклов упругой анизотропной деформации, которые проявились по двум направлениям БЛ IAT1-3 и IAT3-5 (рис. 2). В среднем такие события происходят через 370 дней, и даже промежутки времени (2005-2006, 2008-20010 гг.) без явно выраженных анизотропных деформаций удовлетворяют кратности этой периодичности. В тоже время на каждой из БЛ можно выделить незначительные деформационные всплески (кратные 370 дням) либо с неявным проявлением, либо не имеющие характера анизотропии в горизонтальном плане. Параметры основных анизотропных деформационных событий приведены в таблице 3.

Таблица 3. Характеристики упругих анизотропных деформационных событий на основе вариаций длин БЛ IAT1-3 (С-Ю) и IAT3-5 (В-З)

События по БЛ IAT1-3 (С-Ю, ср. дл. 301486.4 мм)					События по БЛ IAT3-5 (В-З, ср. дл. 360335.6 мм)						
Начало, мм		Экстремум, мм		Окончание, мм	Начало, мм		Экстремум, мм		Окончание, мм		
01.12.2006	-7.78	05.01.2007	0.86	06.03.2007	-4.12	27.12.2006	2.01	26.03.2007	-7.10	24.04.2007	1.69
23.12.2007	-5.05	17.03.2008	17.09	16.05.2008	0.08	25.11.2007	3.59	21.03.2008	-7.25	20.05.2008	1.37
25.11.2010	-3.17	17.01.2011	5.98	11.04.2011	-2.26	21.01.2011	0.95	26.03.2011	-9.30	08.05.2011	1.24
07.12.2011	-0.73	01.03.2012	5.72	18.04.2012	-2.39	14.02.2012	6.88	06.04.2012	-9.99	07.07.2012	2.43
13.01.2013	-0.22	23.02.2013	8.30	31.03.2013	1.33	21.01.2013	6.45	19.03.2013	-2.48	30.05.2013	7.30
18.12.2013	-0.44	22.03.2014	17.29	03.07.2014	-4.36	14.12.2013	2.74	26.03.2014	-11.10	25.06.2014	2.69

Таким образом, на основе данных GPS-наблюдений для разно ориентированных БЛ IAT1-3 (С-Ю) и IAT3-5 (В-З) площадки Almalı удалось установить наличие здесь периодически повторяющихся значительных упругих и постепенно накапливающихся остаточных деформаций. Причем фиксируется обратная зависимость в проявлении деформации (корреляция -0.5): в северном направлении регулярно проявляется удлинение, а в восточном – укорочение. На основе вейвлет-спектрограмм удалось установить регулярную периодичность деформационных анизотропных событий, которая составляет ~1 год (370 дней). В среднем начало каждого из деформационных событий приходится на 25 декабря с вариациями до ±35 дней, среднее окончание событий приходится на 10 мая ±45 дней. При этом средняя продолжительность деформационного цикла 4-5 месяцев, как правило, с запаздыванием на 20-30 дней событий по восточному направлению (IAT3-5). По направлению С-Ю максимальные приращения длин до 20-22 мм (7.3×10^{-5}) отмечаются в 2008 и 2014 гг., в остальных случаях увеличение длины БЛ в 301 м не превышают 7-10 мм. При этом в направлении В-З длина БЛ в 360 м уменьшалась на 8-16 мм (до -4.3×10^{-5}).

В качестве будущих исследований для данного направления анализа интерес представляет увеличение количества реперов и БЛ для оценки пространственного

проявления выше обозначенных деформационных событий. Для этих же целей важно будет привлечь результаты линейно-угловых измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kuzikov S. Geodetic estimations of the modern motions on Tien Shan // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 4. С. 80-81.
2. Кузиков С.И., Образцова Т.С. Особенности наблюдений на геодезических площадках Бишкекского геодинимического полигона // Современные проблемы геодинимики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: тезисы докладов 5-го Международного симпозиума, г. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. Бишкек: НС РАН. 2011. Т. 2. С. 41-44.
3. Кузиков С.И., Образцова Т.С. Точность воспроизведения заданных смещений GPS антенны // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 129-134.
4. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145-1170.

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА ХОД ВАРИАЦИИ ПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ТЕРРИТОРИИ Г. АЛМАТЫ

Сексенбаева И.Х., Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е.
тел.: 8(727)269-46-03, 8 7772251814; e-mail: u.abdullaev@mail.ru
Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Мониторинг почвенного радона на территории Алматинского мегаполиса. Результаты многолетних комплексных исследований, проведенных в Институте сейсмологии, показали высокую сейсмопрогностическую информативность почвенного радона (^{222}Rn) и позволили выделить на территории Алматы сейсмогенные разломные зоны и оценить степень их сейсмической опасности. Впервые в Казахстане была организована сеть наблюдений для проведения активного мобильного мониторинга почвенного радона на территории г. Алматы. Пункты наблюдения были выбраны таким образом, чтобы отражались сейсмогенные зоны, где происходят интенсивные движения земной коры [1].

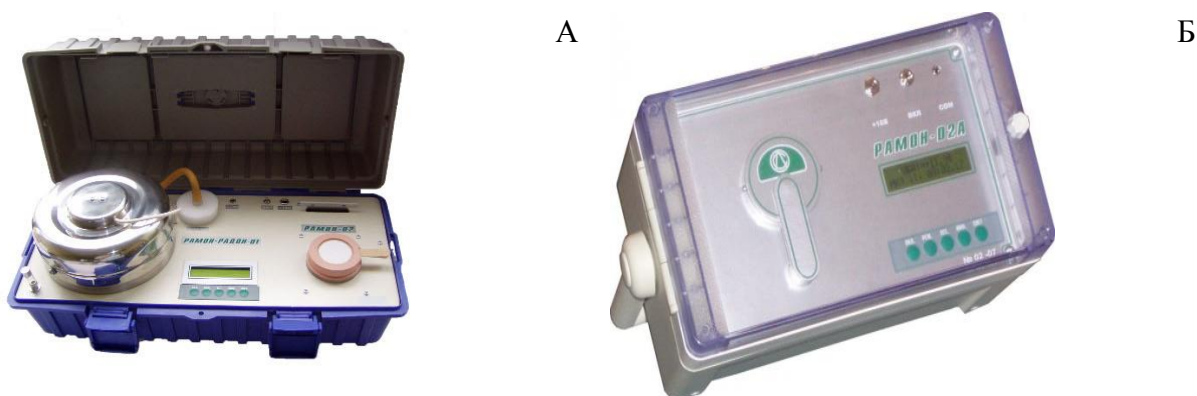


Рис. 1. Приборы для измерения объемной активности радона Rn^{222} . На рисунке А – радиометр «Рамон-Радон 01»; Б – радиометр «Рамон 02».

Радоновый мониторинг был проведен на следующих станциях: «Алматы» (Институт сейсмологии), «Коктем», «Аксай», «Думан», «Н. Каменка», «Медео», «Рыскулова», «Акжар»

и «ВИРГ». В процессе измерений регистрировалась объемная активность радона (ОАР) на приборах «Рамон-Радон 01» и автомат «Рамон 02».

Для решения поставленных задач были использованы два прибора радиометр «Рамон-Радон 01» и радиометр «Рамон 02» производства фирмы ТОО «СОЛЮ ЛТД» РК (рис. 1).

При замере эксхалляции ^{222}Rn ежедневно определялись: координаты каждого пункта, абсолютная высота (в метрах), атмосферное давление (в мм рт.ст.), температура воздуха (в градусах Цельсия), относительная влажность (в %).

Данные приборы предназначены для определения эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона Rn^{222} в воздухе жилых и производственных помещений, а также в атмосферном воздухе. Радиометр работает в полуавтоматическом режиме. Диапазон измерений ЭРОА радона – от 4 до $5 \cdot 10^5$ Бк. Пределы допустимой основной относительной погрешности ЭРОА Rn^{222} – не более 30%. Измерение ЭРОА радона заключалось в отборе аэрозольных дочерних продуктов распада (ДПР) на аэрозольные фильтры, измерения активности альфа-излучателей RaA и RaC. Объемная активность короткоживущих ДПР рассчитывается по формулам, учитывающим накопление ДПР, как на стадии отбора проб, так и при измерении активности пробы [4].

Таблица 1. Мониторинговые наблюдательные посты на АПП

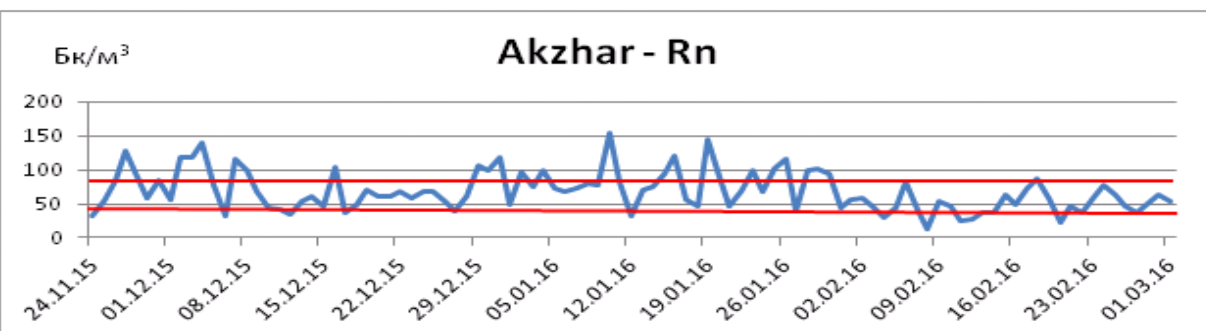
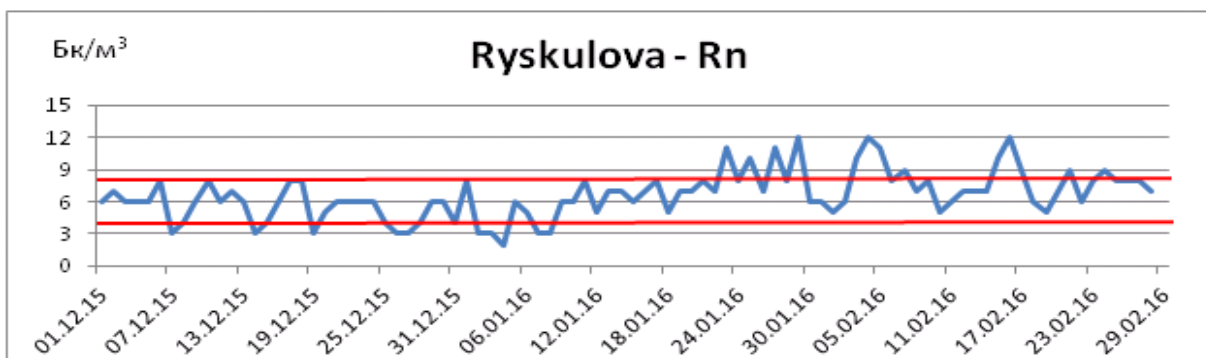
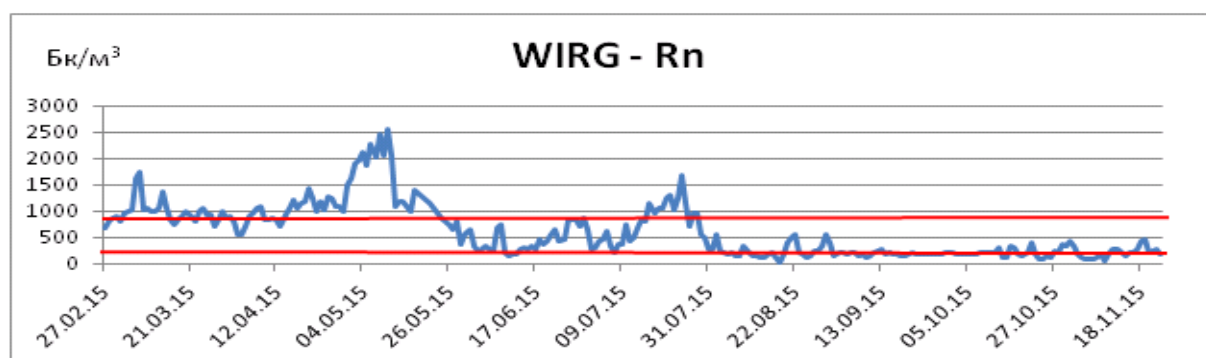
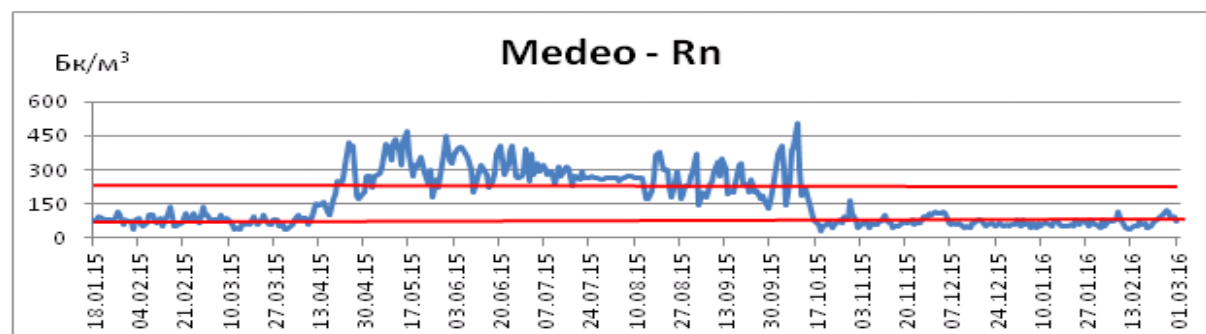
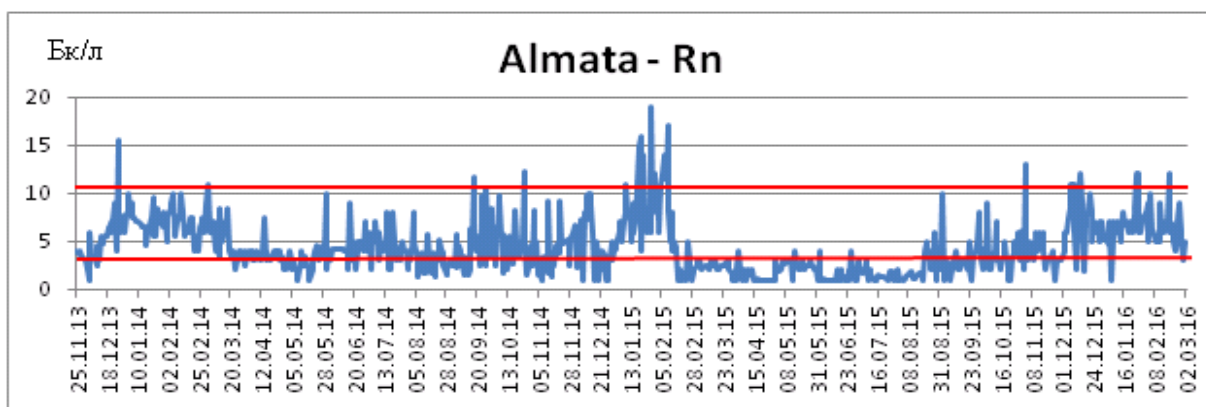
№, пп	Наблюдательные посты	Абсолютная метка	Координаты
1	Алматы	918 м	43°13' 76°55'
2	Коктем	855 м	43°14' 76°55'
3	Аксай	779 м	43°15' 76°50'
4	Думан	765 м	43°18' 76°59'
5	Н. Каменка	781 м	43°14' 76°48'
6	Медео	1630 м	43°10' 77°03'
7	ВИРГ	663 м	43°13' 76°55'
8	Рыскулова	592 м	43°19' 77°02'
9	Акжар	839 м	43°15' 76°58'

Первичная интерпретация по каждому профилю заключалась в предварительной оценке результатов измерений относительно общего фонового значения содержания радона, которое было рассчитано для каждого профиля отдельно. Расчет производился по формуле (1):

$$A(\text{фон}) = \frac{\sum A}{N} \quad (1)$$

где A – измеренное содержание радона; N – количество измерений.

Для установления доверительного интервала были вычислены средние параметры для всех показаний (фон) и определен «коридор» доверия. При этом учитывалась заводская погрешность применяемых для измерений приборов.



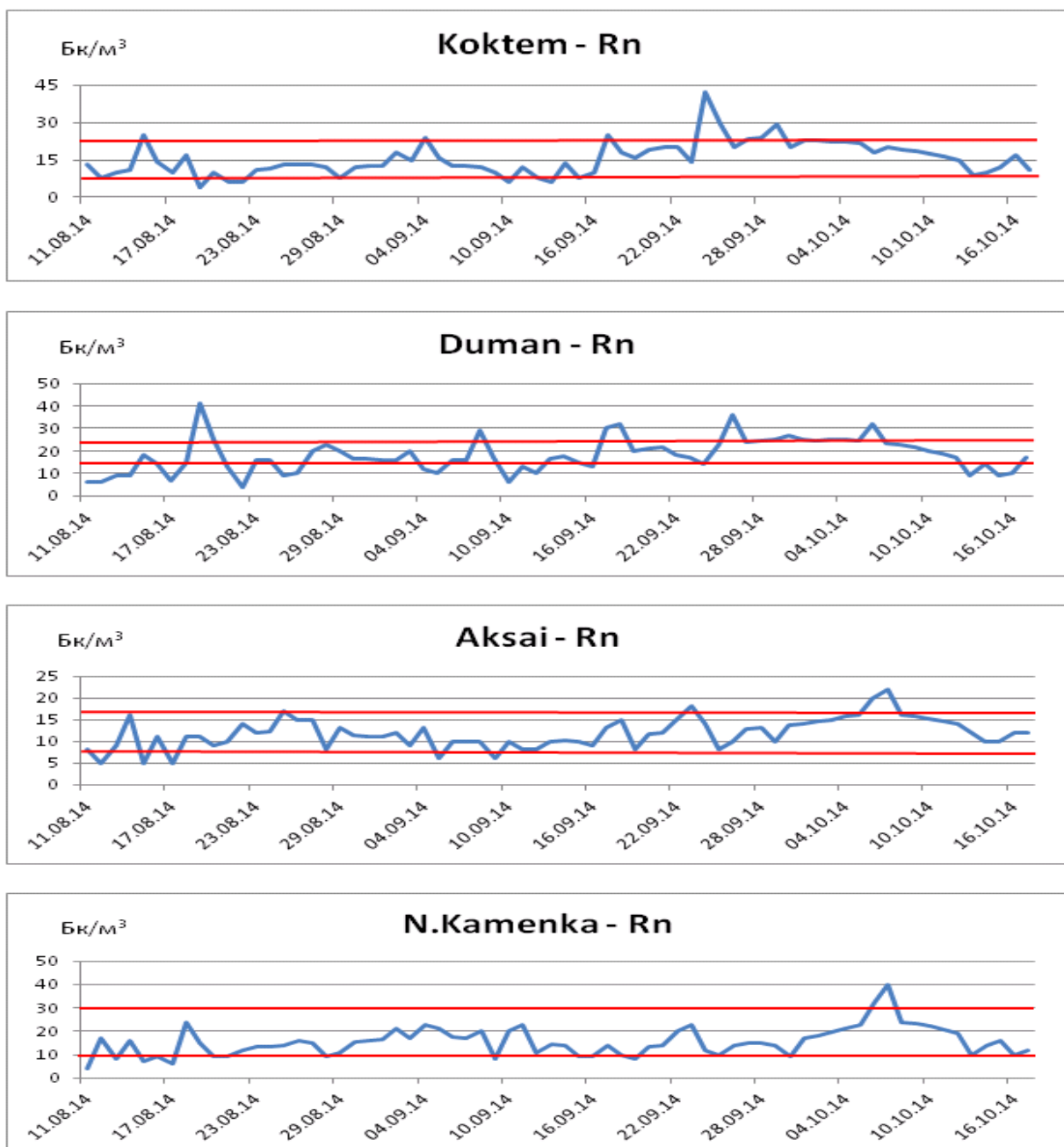


Рис.1. Измерения относительно общего фонового значения ^{222}Rn на наблюдательных пунктах: «Алматы», «Медео», «ВИРГ», «Коктем», «Акса́й», «Думан», «Нижняя Каменка», «Рыскулова», «Акжар».

Коридор доверительного интервала ^{222}Rn для станции «Алматы» составил от 2 до 10 Бк/л, на ст. «Медео» – от 117 до 217 Бк/м³, а на ст. «ВИРГ» – от 435 до 965 Бк/м³.

Доверительный интервал ^{222}Rn для остальных станций: «Коктем» – от 10 до 20 Бк/м³; ст. «Акса́й» – от 8 до 16 Бк/м³; ст. «Думан» – от 13 до 23 Бк/м³; ст. «Нижняя Каменка» – от 10 до 30 Бк/м³; ст. «Рыскулова» – от 4 до 8 Бк/м³; ст. «Акжар» – от 48 до 88 Бк/м³.

Влияние внешних факторов на временной ход почвенного радона ^{222}Rn . На основании представленных данных по всем станциям можно утверждать, что наблюдается сезонность хода радона. Для каждой станции был посчитан коэффициент корреляции, результаты представлены в таблице 2, 3 и 4.

Таблица 2. Коэффициент корреляции Rn по данным станции «Алматы»

	P _{atm}	Rn	T _{voz}	V _{lag}
P _{atm}	1	-0,07	-0,1	0,27
Rn	-0,07	1	-0,51	0,31
T _{voz}	-0,21	-0,51	1	-0,79
V _{lag}	0,27	0,31	-0,79	1

Таблица 3. Коэффициент корреляции Rn по данным станции «Медео»

	P _{atm}	Rn	T _{voz}	V _{lag}
P _{atm}	1	-0,19	-0,19	0,17
Rn	-0,19	1	0,79	-0,67
T _{voz}	-0,19	0,79	1	-0,87
V _{lag}	0,17	-0,67	-0,87	1

Таблица 4. Коэффициент корреляции Rn по данным станции «ВИРГ»

	P _{atm}	Rn	T _{voz}	V _{lag}
P _{atm}	1	-0,32	-0,31	0,24
Rn	-0,32	1	-0,02	0,09
T _{voz}	-0,31	-0,02	1	-0,85
V _{lag}	0,24	0,09	-0,85	1

Рассчитанные коэффициенты корреляционных взаимосвязей всех измеряемых параметров (таблицы 2, 3, 4) показали отсутствие прямых взаимозависимостей между содержаниями радона и гидрометеорологическими факторами на станции «ВИРГ» и существенные взаимосвязи между элементами гидрометеорологического процесса на станциях «Алматы» и «Медео».

Для наглядности рассмотрим на примере ст. «Медео» корреляционные взаимосвязи:

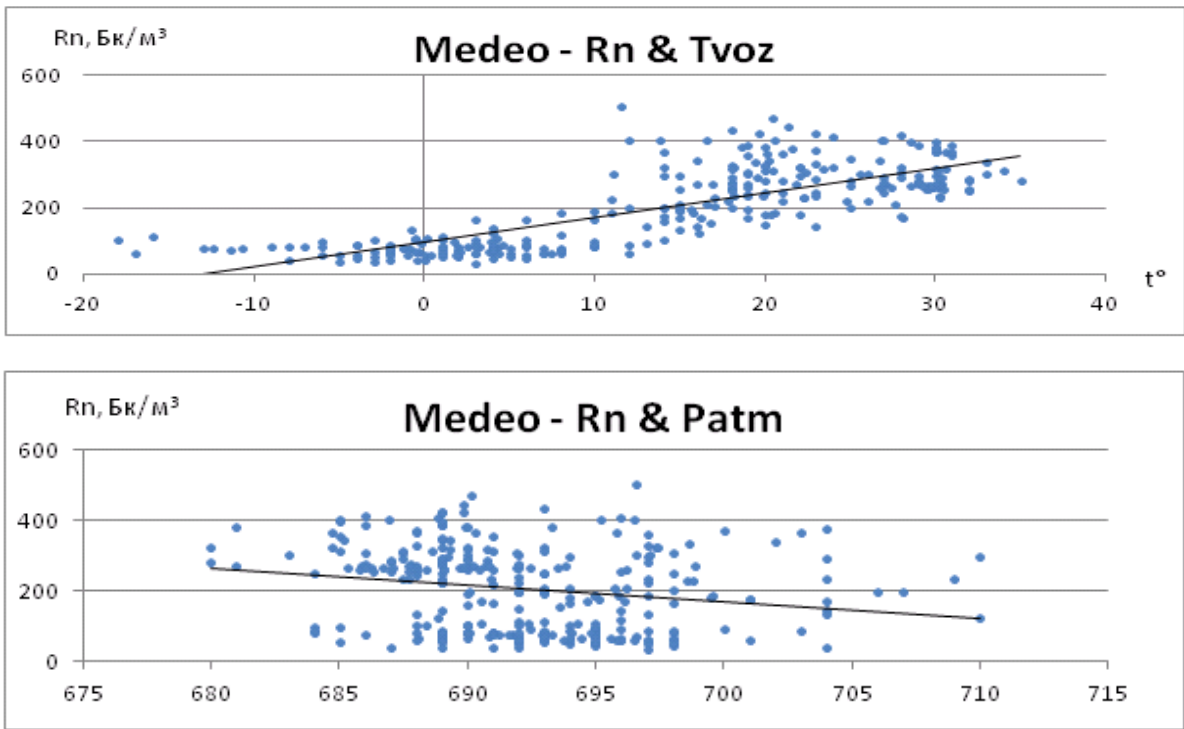


Рис. 2. Корреляционная взаимосвязь ^{222}Rn от T_{voz} и P_{atm} на станции Медео.

Как показали проведенные эксперименты, основными помехами при измерении объемной активности радона (ОАР) являются земные приливы и метеоусловия. Очистив ряд радона от гидрометеорологических факторов, мы получим следующие результаты:

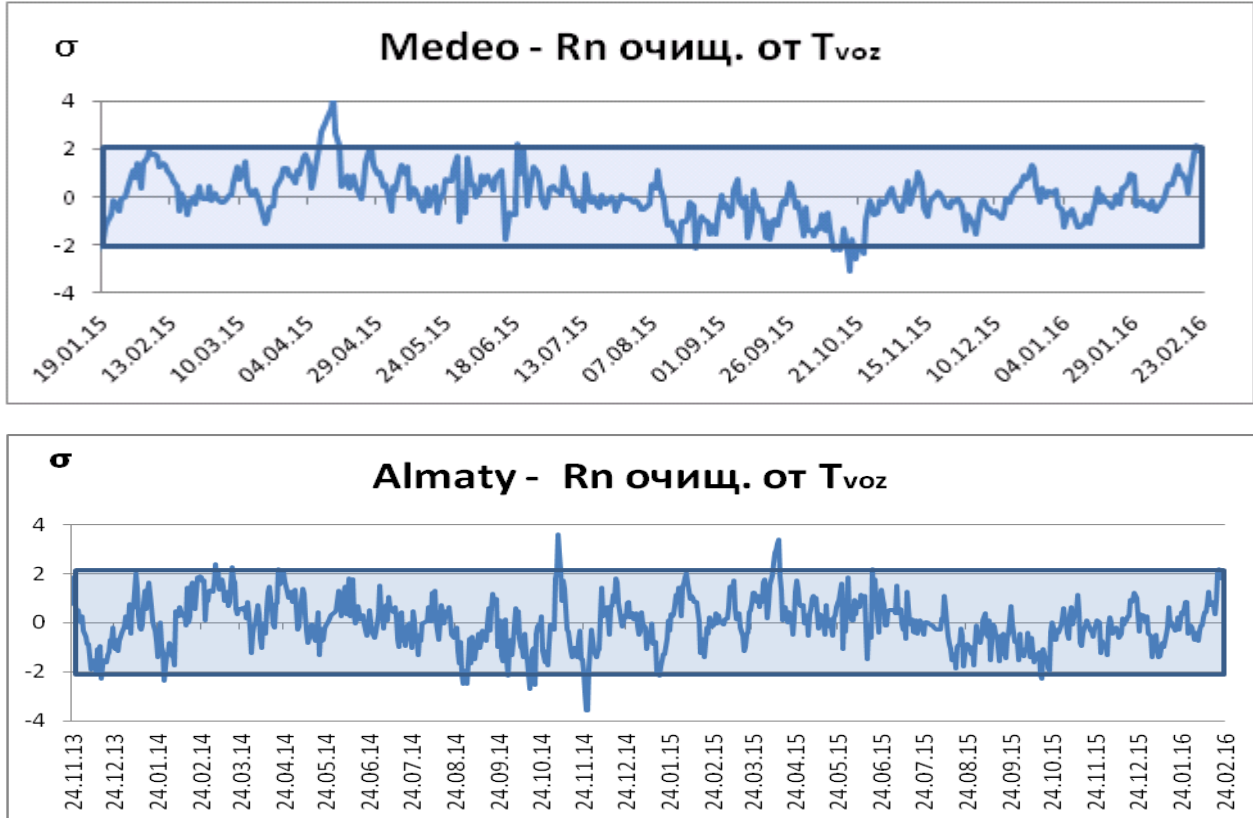


Рис. 3. Очищенный ряд от T_{voz} по станции Алматы и Медео.

Заключение. Исследования по анализу влияния метеорологических процессов на скорость обмена почвенных радиоактивных газов с приземной атмосферой в сейсмически неактивном районе позволили оценить диапазон «фоновых» вариаций исследуемой величины. Выход за границы был расценен как «аномалия», сигнализирующая об изменении состояния литосферы.

Проведенные исследования показали, что величина плотности потока радона с поверхности земли более чувствительна к изменению скорости адвекции почвенных газов, которая реагирует на изменение погодных условий (во время дождя микротрещины, по которым радон поступает из почвы, заполняются водой; снежный покров также препятствует доступу радона в воздух) или напряженно-деформированного состояния земной коры (перед землетрясениями наблюдалось повышение концентрации радона в воздухе вследствие магнитоэлектрического сжатия-растяжения в высокочастотном поле геомагнитных возмущений из выходящих на поверхность микропор). Амплитуда магнитоэлектрики, происходящей в постоянном по величине магнитном поле Земли, под действием малых геомагнитных возмущений пропорциональна содержанию магнетита в породе, а частота определяется геомагнитными вариациями. Амплитуда магнитоэлектрического сжатия горных пород в поле геомагнитных возмущений очень мала, однако эффект вытеснения радона обусловлен, во-первых, высокой частотой возмущений, а во-вторых – высокой концентрацией газа [2-3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев А.У., Остапенко В.Ф. Отражение геодинамических процессов в вариациях объемной концентрации радона во флюидных системах Северного Тянь-Шаня // Уральский геофизический вестник. № 8. 2005. С. 5-8.
2. Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.В. Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 2. С. 245-248.
3. Уткин В.И., Юрков А.К. Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясения // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 5. С. 675-680.
4. ТОО «СОЛО ЛТД» Руководство по эксплуатации // Техническое описание, инструкция по эксплуатации. Алматы. 2010.

МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ ПОДХОД К ПРОБЛЕМЕ ОЦЕНКИ ИНФОРМАТИВНОСТИ ВАРИАЦИЙ АКТИВНОСТИ ЖИВОТНЫХ В СВЯЗИ С КРАТКОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗОМ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КАЗАХСТАНЕ

Серазетдинова Б.З., Арифлулова И.И., Кузьмина Е.Е.
тел.: +7 (777) 296 22 90, +7 (708) 905 60 57; e-mail: bella80@mail.ru. arif_irina@mail.ru
Институт сейсмологии, г. Алматы, Казахстан

Проблема прогноза землетрясений крайне актуальна и сложна. Многие ученые на сегодняшний день отказались от ее решения, посвящая свои работы геодинамике. Однако ряд успешных прогнозов в Китае в прошлом веке и современные исследования далеки от пессимистичных взглядов. В этой связи для решения задач краткосрочного прогноза используется междисциплинарный подход с привлечением таких наук, как геофизика, биология, физиология, метеорология, астрофизика, математика и др. Ниже приводятся результаты сейсмобиомониторинга на Алматинском прогностическом полигоне. Объектами исследования были змеи двух видов: восточный удавчик *Eryx tataricus* (Lichtenstein, 1823) и узорчатый полоз *Elaphe dione* (Pallas, 1773), содержащиеся в

террариумных условиях. Наблюдения проводились на двух пунктах биополигона вблизи г. Алматы: биостационарах (далее б/с) «Ботсад» и «Казачка».

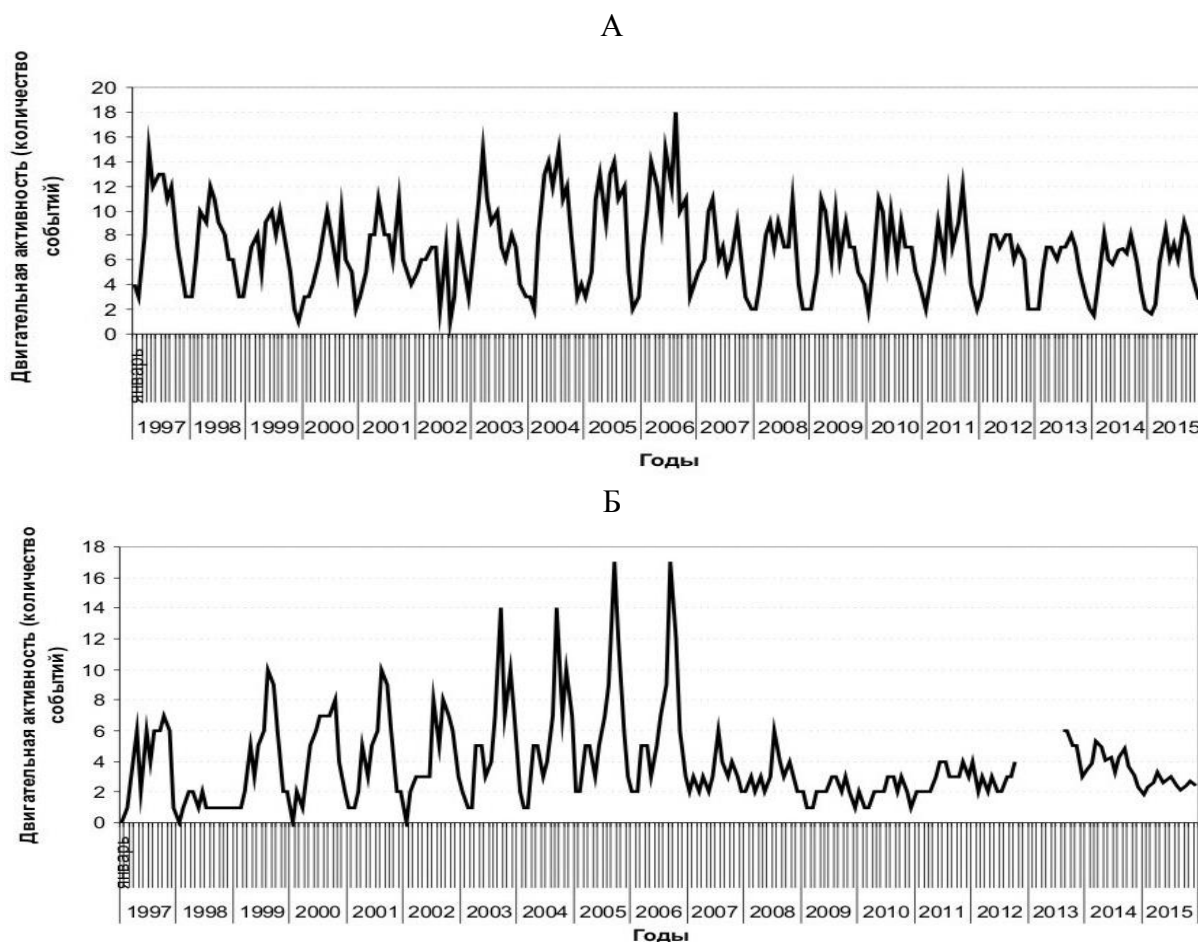


Рис. 1. Многолетние ряды сезонных вариаций активности восточного удавчика на б/с «Ботсад» (А) и узорчатого полоза на б/с «Казачка» (Б) за 1997-2015 гг.

Регистрация двигательной активности змей в условиях террариума осуществлялась бесконтактным способом с использованием фотодатчиков, фиксирующих число проходов животных в различные отсеки террариума и время перемещения пресмыкающегося [1]. Информативными параметрами являлись изменение амплитуды вариаций двигательной активности, рассогласование и инверсия суточного ритма.

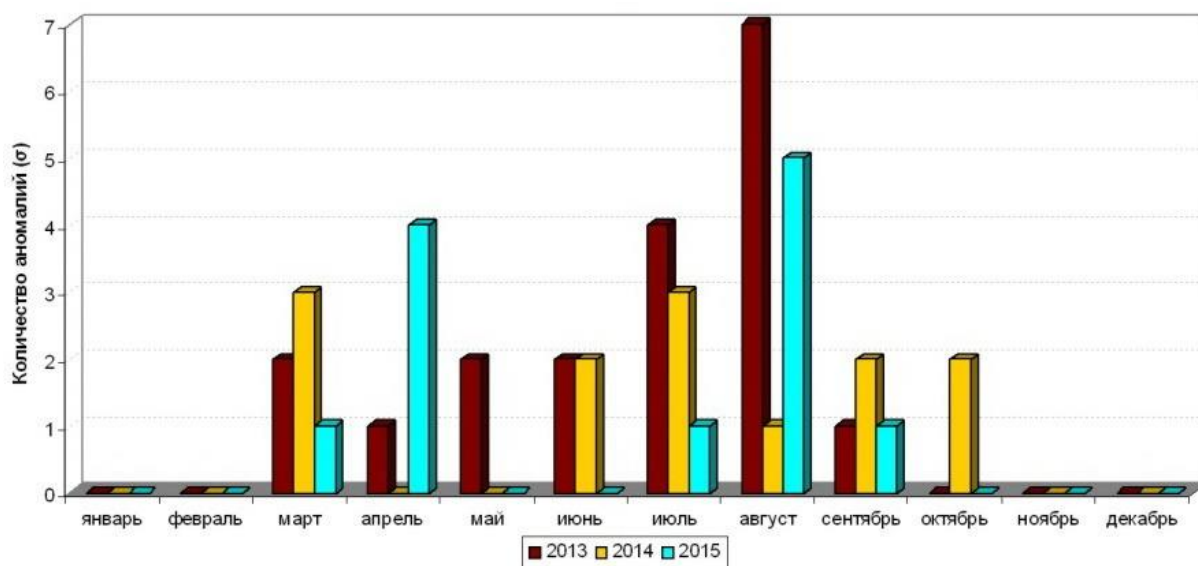
Обработка данных сводилась к расчёту значений среднеквадратичного отклонения (σ) для среднесуточных данных. Выявлялись аномалии, превышающие пороги 2σ – отклонения от фонового уровня и 3σ – критический уровень, отражающий аномалии предвестникового характера [2].

Одновременно с регистрацией двигательной активности проводилось измерение атмосферных параметров (температуры воздуха и атмосферного давления) в обоих пунктах наблюдения. Данные о геомагнитных изменениях в магнитосфере Земли были получены с сайта «Тесис» [3]. Данные о солнечной активности (числа Вольфа) были получены с сайта Кисловодской горной астрономической станции [4].

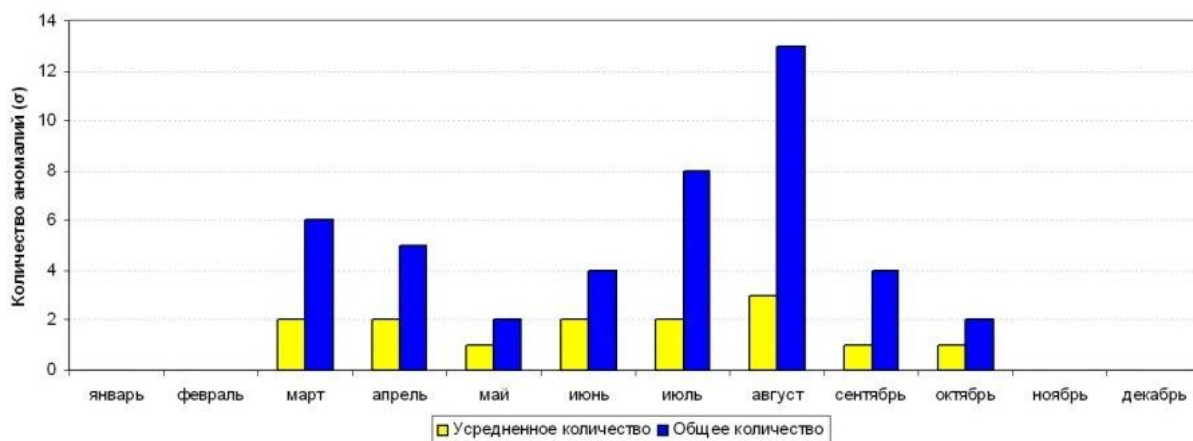
В работе представлены результаты анализа многолетних вариаций (1997-2015 гг.) двигательной активности змей; анализ корреляционных связей между двигательной активностью змей и атмосферными факторами за многолетний период; проанализированы данные за трёхлетний период на предмет выявления внешних факторов, влияющих на активность змей в условиях террариума.

На рисунке 1 (А, Б) представлены сезонные вариации двигательной активности змей, зарегистрированных в автоматическом режиме за многолетний период (1997-2015 гг.). Из

рисунка следует, что сезонные ритмы активности рептилий выражены довольно чётко, наиболее высокая двигательная активность змей отмечена синхронно в 2003-2006 гг. на б/с «Ботсад» и «Казачка». С 2007 года отмечается постепенное снижение амплитуды месячных вариаций.



А



Б

Рис. 2. Аномалии двигательной активности восточного удавчика на б/с «Ботсад» за 2013-2015 гг. А - распределение аномалий по месяцам; Б - отношение усредненного количества к общему количеству аномалий.

На рисунке 2 представлены диаграммы распределения аномалий двигательной активности восточного удавчика по месяцам за 2013-2015 гг. Из рисунка 2 видно, что большая часть аномалий в двигательной активности восточного удавчика на б/с «Ботсад» приходится на месяцы с марта по август, с максимумами в марте, июле и августе, что соответствует периоду активности змей в природе. В марте-апреле происходит выход животных и зимней спячки. В августе-сентябре животные начинают искать укрытия на зиму. Основная жизнедеятельность рептилий приурочена к теплоте времени года.

На рисунке 3 представлены диаграммы распределения аномалий в двигательной активности узорчатого полоза по месяцам за 2013-2015 гг. Из рисунка 3 видно, что большая часть

аномалий в двигательной активности узорчатого полоза на б/с «Казачка» приходится на март-апрель и сентябрь-ноябрь.

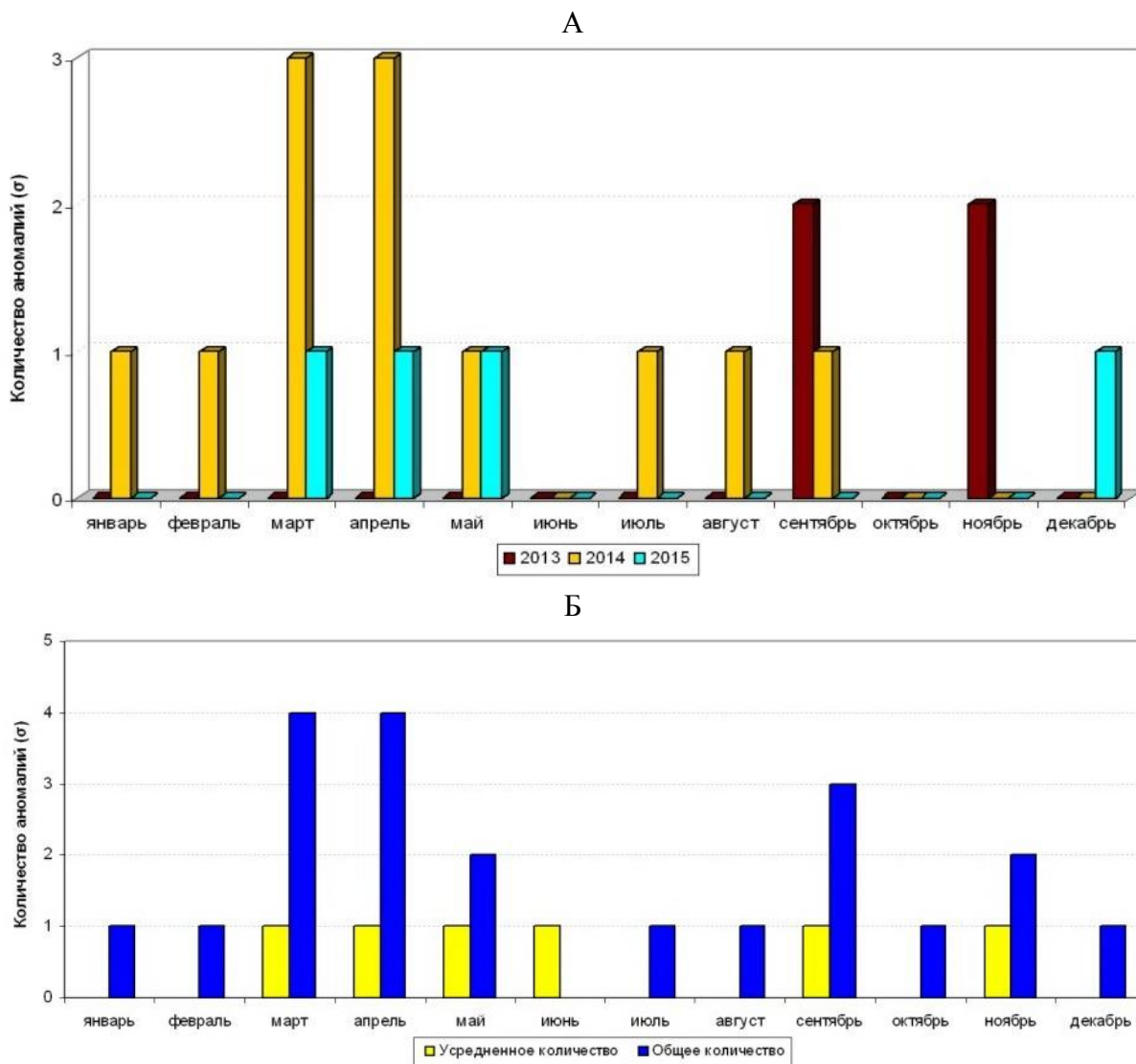


Рис. 3. Аномалии двигательной активности узорчатого полоза на б/с «Казачка» за 2013-2015 гг. А - распределение аномалий по месяцам; Б - отношение усредненного количества к общему количеству аномалий.

Анализ корреляционных связей между двигательной активностью змей и атмосферными факторами. Коэффициенты корреляции между двигательной активностью восточного удавчика на б/с «Ботсад» и узорчатого полоза на б/с «Казачка», атмосферными параметрами (температурой воздуха – t , атмосферным давлением – p) и солнечной активностью (W) за 1997-2015 годы представлены в таблице 1 и на рисунке 4.

Из таблицы 1 следует, что корреляционные связи между исследуемыми параметрами либо умеренны, либо низки.

Для восточного удавчика на б/с «Ботсад» отмечена умеренная связь параметров двигательной активности с температурой воздуха и атмосферным давлением, что выражается в достаточно высоких значениях коэффициента корреляции (положительных для температурного фактора и отрицательных – для атмосферного давления). Коэффициент корреляции двигательной активности восточного удавчика с солнечной активностью весьма низкий, что говорит о слабой степени влияния активности Солнца на поведение восточного удавчика.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции двигательной активности рептилий с атмосферными и космическими факторами

Годы	Da/t	Da/p	Da/W	Da/t	Da/p	Da/W
	б/с «Ботсад»			б/с «Казачка»		
1997	0,4	-0,3	0,1	0,4	-0,1	0,2
1998	0,3	-0,2	-0,2	0,4	0,0	0,0
1999	0,4	-0,3	0,0	0,4	-0,1	0,0
2000	0,4	-0,3	0,2	0,4	-0,1	0,0
2001	0,4	-0,3	0,1	0,3	0,0	0,2
2002	0,1	0,1	-0,1	0,3	0,0	0,1
2003	0,1	-0,1	-0,1	0,2	0,2	0,0
2004	0,5	-0,4	0,0	0,2	0,0	0,0
2005	0,5	-0,4	0,2	0,3	0,2	-0,1
2006	0,4	-0,3	-0,1	0,3	0,0	0,0
2007	0,2	-0,1	-0,2	0,2	-0,1	-0,1
2008	0,5	-0,1	0,0	0,2	0,0	0,1
2009	0,3	-0,3	-0,1	0,3	0,0	0,1
2010	0,6	-0,4	0,1	0,2	0,1	0,1
2011	0,6	-0,4	0,0	0,2	-0,1	0,1
2012	0,4	-0,3	0,1	-0,1	0,0	0,1
2013	0,5	-0,4	-0,2	0,4	0,0	-0,3
2014	0,4	-0,3	-0,2	0,1	-0,1	0,4
2015	0,5	-0,3	0,0	0,0	0,01	0,0

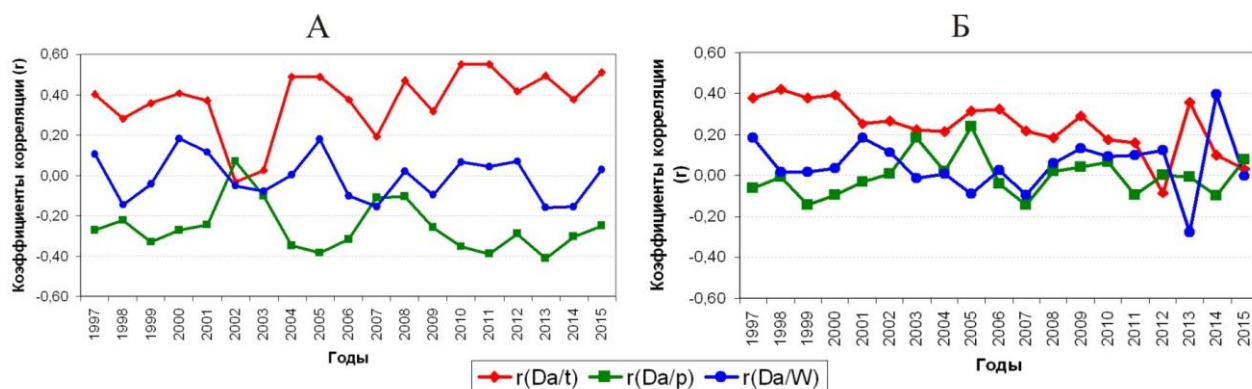


Рис. 4. Коэффициенты корреляции (r) между двигательной активностью змей (Da), атмосферным давлением (p), температурой воздуха (t) и солнечной активностью (W) на б/с «Ботсад» (А) и «Казачка» (Б) за 1997-2015 гг.

Данные по корреляции двигательной активности узорчатого полоза и атмосферных параметров на б/с «Казачка» до 2007 года соответствовали аналогичным данным для б/с «Ботсад», однако с 2008 года наблюдается нарушение типичной схемы корреляции, выраженное синхронным спадом коэффициентов корреляции по всем исследуемым параметрам.

Выявление аномалий, превышающих значения $\sigma = 2$. При анализе активности восточного удавчика на б/с «Ботсад» за 2013-2015 годы путём расчёта среднего квадратического отклонения (σ) было выявлено 48 аномалий, выражающихся в превышении значения $\sigma = 2$.

Таблица 2. Факторы, оказывающие влияние на аномалии в поведении восточного удавчика на б/с «Ботсад» и узорчатого полоза на б/с «Казачка» в 2013-2015 гг.

Факторы	«Ботсад»	«Казачка»
	%	%
Биологические	2	10
Атмосферные	25	50
Магнитные	40	15
Сейсмические	2	5
Совокупность факторов	31	20

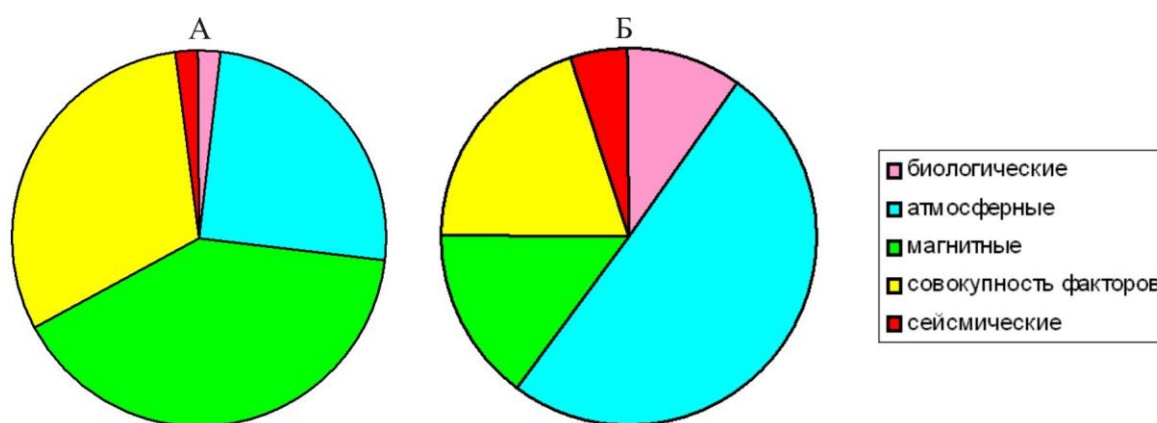


Рис. 5. Соотношение факторов, влияющих на двигательную активность восточного удавчика на б/с «Ботсад» (А) и узорчатого полоза на б/с «Казачка» (Б) в 2013-2015 гг.

Как видно из таблицы 2 и рисунка 5 (А) наибольшее влияние на поведение удавчика оказывали атмосферные факторы (такие, как перепады или резкие изменения температуры воздуха и атмосферного давления) и изменения в магнитосфере Земли (магнитные возмущения и магнитные бури), а также совокупность различных факторов. Биологические факторы, связанные с питанием, линькой и т.д., при достаточно квалифицированном уровне содержания не оказывают большого влияния на активность животных либо взаимодействуют с другими факторами.

При анализе активности узорчатого полоза на б/с «Казачка» за 2013-2015 годы путём расчёта среднего квадратического отклонения (σ) были выявлены 15 аномалий, выражающихся в превышении значения $\sigma = 2$.

Как видно из таблицы 2 и рисунка 5 (Б) наибольшее влияние на поведение узорчатого полоза в условиях террариумного содержания оказывали атмосферные факторы и совокупное воздействие различных факторов.

Вариации активности рептилий и сейсмические события. В 2014 г на территории Алматинского прогностического полигона, ограниченного координатами: $42^{\circ}00' - 45^{\circ}00'$ с.ш., $75^{\circ}00' - 81^{\circ}00'$ в.д., зарегистрировано одно сейсмическое событие с энергетическим классом $K=12,0$, произошедшее 16 августа в 03 ч. 42 мин. (время Алматы). Эпицентр землетрясения располагался в 41 км на восток от г. Алматы на территории Казахстана. Энергетический класс землетрясения - 12,0; магнитуда (MPV) - 5,2; координаты эпицентра: 43.00° с.ш.; 77.40° в.д.; глубина: 5 км. Сведения об ощутимости (по шкале MSK-64): ощущалось в г. Алматы (4-5 баллов). За сутки до данного землетрясения отмечено повышение активности узорчатого полоза. Двигательная активность в этот период составила 11 проходов, зарегистрированных фотодатчиками в течение суток. Среднее квадратическое отклонение составило $\sigma = 2,8$.

В июле 2015 г. в окрестностях г. Алматы было зарегистрировано 2 землетрясения:

- 7 июля 2015 г. в 13 ч. 13 мин. (время Алматы), в 66 км на восток от г. Алматы (координаты: 43°15' с.ш., 77°43' в.д.); класс события – 9,7; ощущалось в г. Тургень (2 балла).

- 8 июля 2015 г. в 16 ч. 19 мин. (мест. времени), в 77 км к северу от г. Алматы (с координатами: 43°53' с.ш., 77°07' в.д.); $K=8,5$; ощущалось в г. Капчагай (2 балла).

6 июля 2015 г. на б/с «Ботсад» была отмечена повышенная активность восточного удавчика. Двигательная активность составила 16 событий ($\sigma=2,6$).

Заключение. Были описаны многолетние вариации двигательной активности змей на двух стационарных пунктах Алматинского прогностического полигона, схемы распределения повышенной активности змей по месяцам на протяжении двух лет (2014-2015 гг.); представлены графики корреляционных связей между двигательной активностью змей и атмосферными параметрами.

Анализ зависимости двигательной активности рептилий от атмосферных и космических факторов выявил умеренную связь параметров биологической активности животных с исследуемыми внешними факторами.

На основе автоматизированной регистрации двигательной активности змей за сутки до сейсмического события 16.08.2014 г. ($M=5,2$; $J=4-5$ баллов) выявлена аномальная активность узорчатого полоза, с амплитудой вариаций, превышающих фоновый порог 2σ ($\sigma=2,8$).

6 июля 2015 г. на б/с «Ботсад» была отмечена повышенная активность восточного удавчика ($\sigma=2,6$). 7 июля 2015 г. в 13.13 (мест. времени), в 66 км на восток от г. Алматы (координаты: 43°15' с.ш., 77°43' в.д.) было зарегистрировано землетрясение с $K=9,7$, ощущалось в г. Тургень (2 балла). 8 июля 2015 г. в 16.19 (мест. времени), в 77 км к северу от г. Алматы (координаты: 43°53' с.ш., 77°07' в.д.) было зарегистрировано землетрясение с $K=8,5$, ощущалось в г. Капчагай (2 балла).

ЛИТЕРАТУРА

1. Серазетдинова Б.З. Сейсмобиология: теория, методы, практика прогноза землетрясений. Алматы: Эверо. 2012. 364 с.
2. Серазетдинова Б.З., Адильгиреева С.Х., Арифлулова И.И., Шимов С.В. Исследование активности животных на основе инструментальных методов регистрации в сейсмически уязвимом регионе Казахстана // Сейсмичность, прогноз землетрясений, сейсмостойкое строительство: тезисы докладов Пятой международной конференции в Баку, 7-12 октября 2012 г.: Баку. 2012. С. 372-380.
3. <http://www.thesis.lebedev.ru>
4. <http://old.solarstation.ru>

ТЕХНОЛОГИЯ ВЫЯВЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ В ПОВЕДЕНИИ ЖИВОТНЫХ В СВЯЗИ С КРАТКОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗОМ ЗЕМЛЕТРЕСЕНИЙ

Серазетдинова Б.З., Суровцева Н.В., Бекбаулиева Н.Н.
тел.: +7 (705) 189 50 05; e-mail: natali.s71@mail.ru
ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Казахстан

Кожа, являясь барьером между внешней и внутренней средой организма, отражает изменения физиологического состояния под влиянием факторов окружающей среды. Методика аппаратной регистрации электрических параметров кожи наружной ушной раковины кроликов в биологически активных точках (БАТ) на основе Чжень-Чжу позволяет получить вариации их численных значений. Исследования проводили на кроликах,

обитающих в норах в зоне сейсмического риска с оценкой сейсмичности 9 баллов [1]. На рисунке 1 показаны объекты исследования – норные кролики, живущие на территории биополигона, расположенного вблизи г. Алматы.



Рис. 1. Объекты исследования – норные кролики породы шиншилла.

У животных после отлова и 15-минутной адаптации измеряют электрическую активность кожи в биологически активных точках (БАТ) (рис. 2).

Прибор для измерения электрической активности АП БАТ



Технология измерения АП БАТ

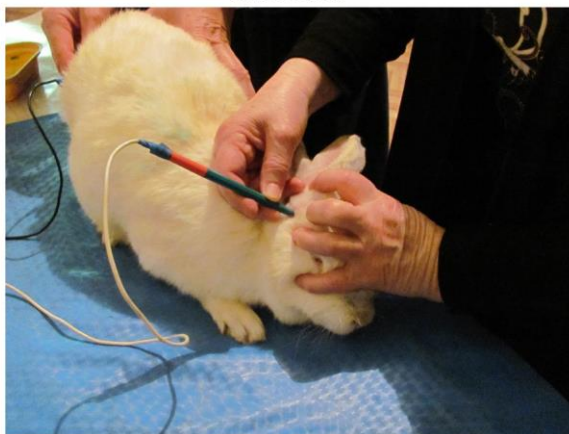


Рис. 2. Измерение электрической активности кожи норных кроликов.

Для выявления аномальных вариаций активной проводимости (АП) и электрического сопротивления (ЭС) кожи в биологически активных точках (БАТ) ряды наблюдений за период 1999-2013 гг. подвергали статистической обработке. Находили среднее квадратичное отклонение (σ). Вариации, выходящие за пределы доверительного интервала 2σ , считали аномальными. Они выявлялись накануне землетрясений ($K \geq 10$), произошедших в радиусе 300 км от г. Алматы. Количество землетрясений, зарегистрированных за исследуемый период, и количество событий, накануне которых отмечены аномалии у животных, приведены на рисунке 3.

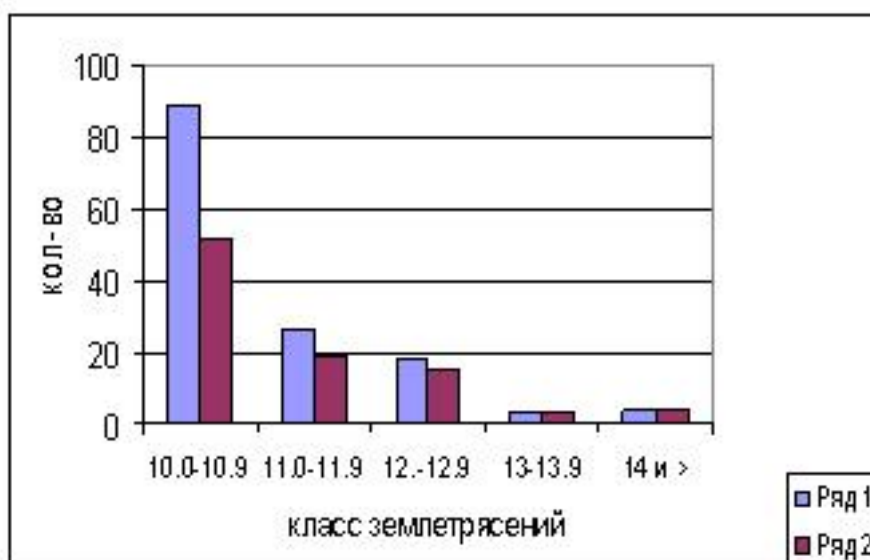


Рис. 3. Распределение сейсмических событий по энергетическим классам. Ряд 1 – общее количество землетрясений; ряд 2 – количество землетрясений, предварявшихся аномалиями в поведении животных.

Из рисунка 3 следует, что основную долю составили землетрясения с классом 10-10,9. Землетрясения с $K=13-14$ происходили довольно редко. Так, землетрясение, произошедшее 28.01.2013 г. ($42^{\circ}31'$ с.ш.; $79^{\circ}40'$ в.д.) с энергетическим классом $K=14.7$ и эпицентральным расстоянием 237 км, вызвало появление аномалий в вариациях электрических параметров кожи ушной раковины клеточных и норных кроликов за 20 дней до начала сейсмического события (σ достигало 4.5). В день землетрясения и спустя 2 дня показатель оставался высоким, затем он снизился. Аналогичные изменения в электрических параметрах наблюдались и у клеточных животных (рис. 4).

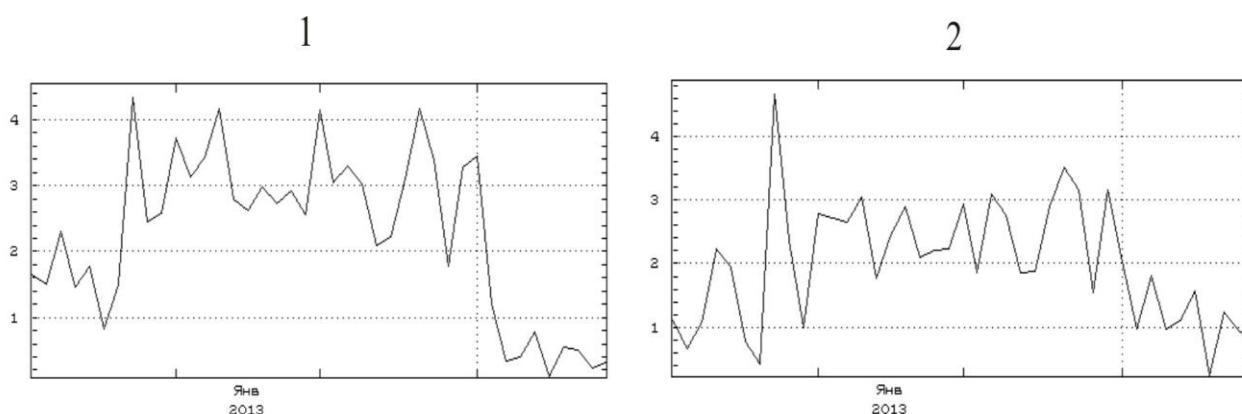


Рис. 4. Вариации σ электрических параметров БАТ для норных (1) и клеточных (2) кроликов накануне землетрясения 28.01.2013 г. ($M=6.6$, $R=237$ км).

В 2014 г. продолжено регулярное пополнение созданной исследовательской базы данных (ИБД) вариаций активности животных. Были проведены экспериментальные исследования электрических параметров БАТ кожи ушной раковины норных и клеточных кроликов на биостанции (б/с) «Ботсад». Во временных рядах выделены аномальные вариации электрической активности кожи норных грызунов, связанные с колебаниями атмосферных параметров и солнечной активностью. При этом среднеквадратичное отклонение σ достигало значений от 2,1 до 2,6.

Как было показано ранее, при землетрясениях с $K \geq 10,0$ значения σ значительно превышали фоновый порог (таблица 1).

Таблица 1. Прогностические критерии параметра σ активной проводимости (АП) БАТ

АП БАТ и сейсмичность				
Параметры сейсмичности			Вариации σ АП БАТ	Количество аномалий перед сейсмическими событиями
Магнитуда (М)	Энергетический класс (К)	Дата землетрясения		
3,7	9,6	30.08.1999 г.	2,1-7,0	27
5,6	12,6	06.12.1999 г.	2,2-8,9	46
5,6	12,5	08.08.2000 г.	2,8-7,8	13
2,6	10,5	16.07.2001 г.	2,2-7,5	10

Из таблицы видно, что критерий σ накануне ощутимых землетрясений с $K \geq 10$ варьирует в пределах 2,1-8,9; причём близкие землетрясения с $M=2,6-3,7$ привели к изменению амплитуды электрических параметров кожи кроликов с max значением σ от 7,0 до 7,5 единиц.

Таким образом, детальный анализ данных позволил разработать критерии оценки поведения животных, отражающие аномальные вариации накануне землетрясений.

Результаты исследования активности животных инструментальными методами в режиме сейсмобиомониторинга показали высокую чувствительность используемых технологий, что может послужить одним из объективных критериев оценки сейсмической уязвимости региона на основе комплексного подхода к краткосрочному прогнозу сильных землетрясений [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Серазетдинова Б.З., Адильгиреева С.Х., Арифлулова И.И., Шимов С.В. Исследование активности животных на основе инструментальных методов регистрации в сейсмически уязвимом регионе Казахстана // Сейсмичность, прогноз землетрясений, сейсмостойкое строительство: материалы 5-й Международной конференции в Баку, 7-12 октября 2012 г. Баку. С. 372-380.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ АНАЛИЗ ЛИНЕАМЕНТОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Серикбаева Э.Б.

тел.: 87072024325; e-mail: elya_sb@inbox.ru

ДТОО «Институт геофизики и космических исследований», г. Алматы, Казахстан

Применение технологии дистанционного зондирования в течение более чем трех десятилетий, показало большие перспективы для решения задач крупномасштабного геологического картирования. В данной работе представлено исследование линеаментов Северного Тянь-Шаня с использованием мультиспектральных спутниковых изображений Landsat и стандартных географических информационных систем (ГИС).

Введение. Обнаружение тектонических разломов является важным элементом в области структурной геологии [1, 2]. Традиционные методы отображения разломов требуют полевых исследований. Но полевые работы, как правило, трудоемки, затратны и отнимают значительное количество времени. Напротив, методами дистанционного зондирования Земли

(ДЗЗ) возможно эффективно определить характерные особенности структурной геологии - оперативно и на больших площадях [2]. Однако методы ДЗЗ не заменяют полевых исследований, а дополняют.

Структуры различной контрастности, обнаруживаемые в виде линейных или криволинейных изображений, называют линеаментами [4]. Выделяемые линеаменты могут простираются от нескольких метров до десятков километров в длину. Конечно, не все очертания относятся к разломам. Они также могут быть обусловлены литологическими границами, границами между различными видами землепользования, дренажными линиями или искусственными сооружениями, такими, например, как дороги. Таким образом, требуется дополнительная интерпретация происхождения линеаментов на основе спутниковых изображений.

Целью исследования является опробование методики автоматизированного выделения линеаментов на основе данных дистанционного зондирования.

Исходные данные и методика исследования. Район исследований охватывает территорию Северного Тянь-Шаня, ограниченную координатами: $42^{\circ}30'$ – $44^{\circ}00'$ с.ш. и $76^{\circ}30'$ – $78^{\circ}30'$ в.д. Регион характеризуется широким распространением разломов различного порядка. Основное направление разломов – северо-восточное – соответствует простиранию горных хребтов. Наиболее протяженные разломы первых порядков относят к хребтам Заилийский и Кунгей Алатау, к которым приурочены самые сильные землетрясения последнего столетия.

Исходные спутниковые данные представлены подмножеством панхроматической спектральной полосы (полоса 8) от Landsat-7 ETM за 13 июня 2015 г. Панхроматическая группа использована для улучшения пространственного разрешения до 15 метров (рис. 1).



Рис. 1. Космоснимок исследуемого региона Landsat 8 [7].

Основная блок-схема, применяемая для выявления и анализа линеаментов, приведена на рисунке 2.

В исследовании использованы два метода. Первый связан с применением программного модуля автоматического извлечения линеаментов линии PCI Geomatica. Второй метод включал цифровую фильтрацию панхроматической полосы в программе ENVI 4.8 для улучшения отображения границ. Географические информационные системы ArcGIS 11 применялись для геопроостранственного анализа и подготовки окончательной карты линеаментов.

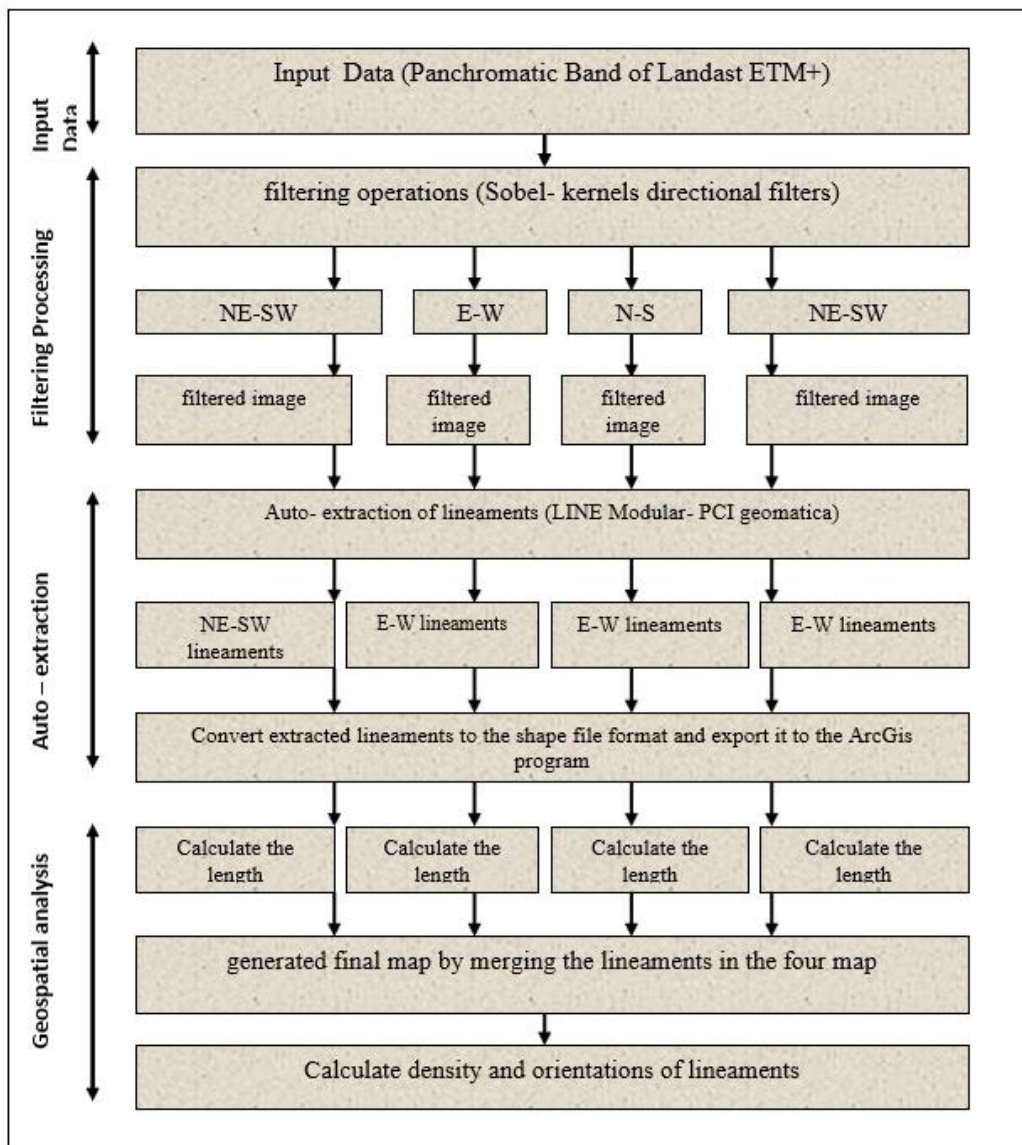


Рис. 2. Блок-схема автоматизированного выделения линеаментов [2].

Параметры автовыделения определены в LINE модуле PCI Geomatica. Алгоритм модуля состоял из выполнения трех этапов: выделение края, определение границы и выявление линеаментов с конвертацией в векторную форму, используя шесть дополнительных параметров (РАДИ, GTHR, LTHR, FTHR, ATHR и DTHR) в соответствии с [2]:

РАДИ (радиус фильтр) – радиус фильтра обнаружения края (в пикселях) для определения приближенного уровня наименьшей детализации входного изображения. Диапазон данных для этого параметра составляет от 0 до 8192. Нами применялись значения от 0 до 5000.

GTNR (порог градиент) – определяет порог минимального уровня градиента краевых пикселей бинарного изображения. Диапазон изменения этого параметра от 0 до 255, в вычислениях этот диапазон не менялся.

LTHR (порог длина) – длина минимального отрезка кривой линеамента (в пикселях). Диапазон данных для этого параметра составляет от 0 до 8192. Оптимальные значения параметра выбраны от 800 до 8192.

FTNR (прямой порог ошибки) – максимальная ошибка (в пикселях), допустимая в применении ломаной прямой линии к кривой. Диапазон данных для этого параметра составляет от 0 до 8192.

ATNR (порог угловой) – определяет максимальный угол (в градусах) между сегментами полиномиальной линии, что соответствует максимальному углу между двумя связываемыми векторами. Диапазон данных для этого параметра - от 0 до 90.

DTNR (порог расстояния) – минимальное расстояние (в пикселях) между конечными точками двух связываемых векторов. Диапазон данных для этого параметра составляет от 0 до 8192.

Выявленные линеаменты конвертированы в shape-файл и далее экспортированы в программу ArcGis для геопространственного анализа.

Обсуждение результатов. На рисунке 3 представлена карта плотности выявленных автоматизированным методом линеаментов, ориентированных в направлении «восток-запад».

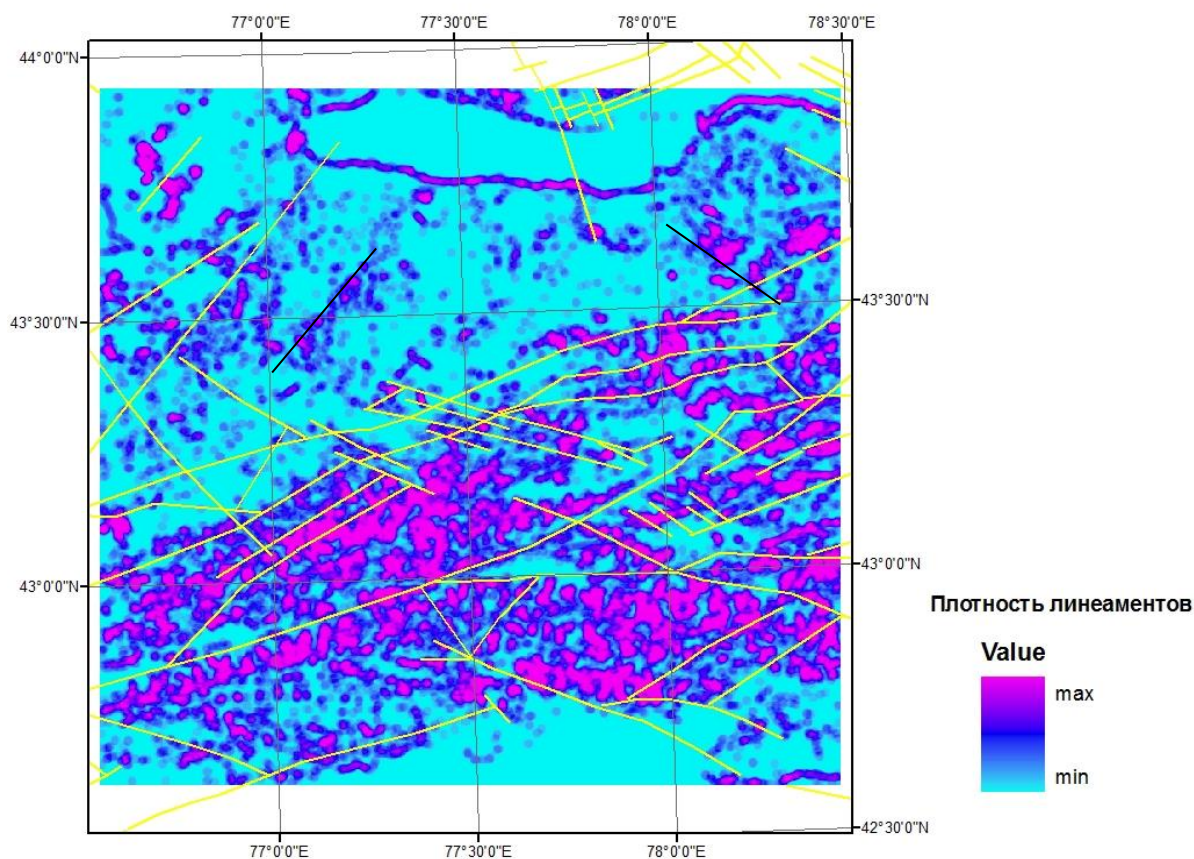


Рис. 3. Карта плотности линеаментов, ориентированных в направлении «восток-запад», совмещенная с тектоническими разломами Северного Тянь-Шаня [6].

Контуры зон повышенной плотности линеаментов пространственно совпадают с крупными тектоническими разломами, представлены в зонах разломов и имеют преобладающую ориентировку по азимутам 75° , 120° .

Дополнительно выделены скрытые, предполагаемые разломы (на рисунке черными линиями), с азимутальной ориентировкой 45^0 в западной части и 315^0 - в восточной. Также в зоне повышенной плотности линеаментов определена береговая линия Капчагайского водохранилища из-за резкого перехода суши на воду. Тем самым подтверждается положение о необходимости интерпретационного анализа в методике автоматизированной обработки космоснимков в целях изучения тектонических структур.

Разработанная методика на примере Северного Тянь-Шаня показала, что может оказать значимую помощь при геологическом картировании и позволяет уточнить структурно-тектоническое строение региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Papadaci E.S., Stelios P., Merticas and Apostolas Sarris. Identification of lineaments with possible structural origin using Aster images and DEM derived products in Western Greece. 2011.
2. Rayan Ghazi Thannoun. Automatic Extraction and geospatial analysis of lineaments and their tectonic Significance in some areas of Northern Iraq using Remote Sensing techniques and GIS. Iraq. 2013. Vol.2. ISSUE 2.
3. Ali S.A., Pirasteh S. Geological applications of Landsat enhanced thematic mapper (ETM) data and geographic information system (GIS): mapping and structural interpretation in South-West Iran, Zagros structural belt // International Journal of Remote Sensing. 2004.
4. Drury S.A. Image interpretation in Geology. P. 296. 1987.
5. El Hadani. Remote sensing and Geographic Information Systems for the management and water research. Geo-Observer. The thematic report, 1:28. 1997.
6. Тимуш А.В. Сейсмоструктура литосферы Казахстана. Алматы. 2011.
7. <http://earthexplorer.usgs.gov>

ОБНОВЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИНЫ СРЕДНЕГОДОВОЙ СКОРОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Сычева Н.А., Гесь В. П.

тел.: 0550052456; e-mail: nelya@gdirc.ru

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Введение. Каждое землетрясение – это разрыв в неоднородном материале (земной коре). Деформации в коре накапливаются постепенно, приводя к локальному развитию разрывов. Изучение современных движений земной коры среди прочего связано с исследованием интенсивности сейсмоструктурных деформаций, определяемой аналитически по данным о сейсмическом режиме.

Результаты исследования интенсивности деформации Тянь-Шаньского региона опубликованы в работах [1-2]. В работе [1] рассматривалась территория, ограниченная координатами краевых станций сейсмологической сети *KNET*, и анализ проводился на основе землетрясений, которые произошли на этой территории за 1994 – 2003 гг. (1315 событий). В работе [2] интенсивность деформации была определена для территории Центрального Тянь-Шаня и отдельных его зон на основе землетрясений, которые произошли на этой территории за 1994 – 2007 гг. (6370 событий). На данный момент сейсмологической сетью *KNET* зарегистрировано около 9000 сейсмических событий, и это дает возможность уточнить результаты, которые были получены ранее.

В данной работе рассматривается территория Бишкекского геодинамического полигона (БГП), которая ограничена координатами: 41.5° – 43.5° с.ш. и 73° – 77° в.д. Рассмотрение БГП связано с тем, что станции сети находятся внутри этой территории и для нее представительная выборка (линейный участок графика повторяемости) каталога включает события 7 – 11.5 класса. В дальнейшем результаты по интенсивности деформации БГП могут быть привлечены для анализа других геофизических полей, наблюдаемых на этой территории.

Цель данной работы – оценка интенсивности сейсмотектонической деформации (СТД) для территории Бишкекского геодинамического полигона. Несмотря на тензорный характер сейсмотектонических деформаций, основное внимание фокусируется на скалярной характеристике – интенсивности.

Исходные данные и методика. Для расчета интенсивности были использованы данные сейсмичности БГП за 1994 – 2014 гг. На рис. 1 представлено эпицентральное положение землетрясений из каталога землетрясений по данным сети *KNET*, прямоугольником обозначена территория БГП, треугольниками – расположение станций сети. Количество землетрясений, расположенных внутри БГП, составляет 5784 события.

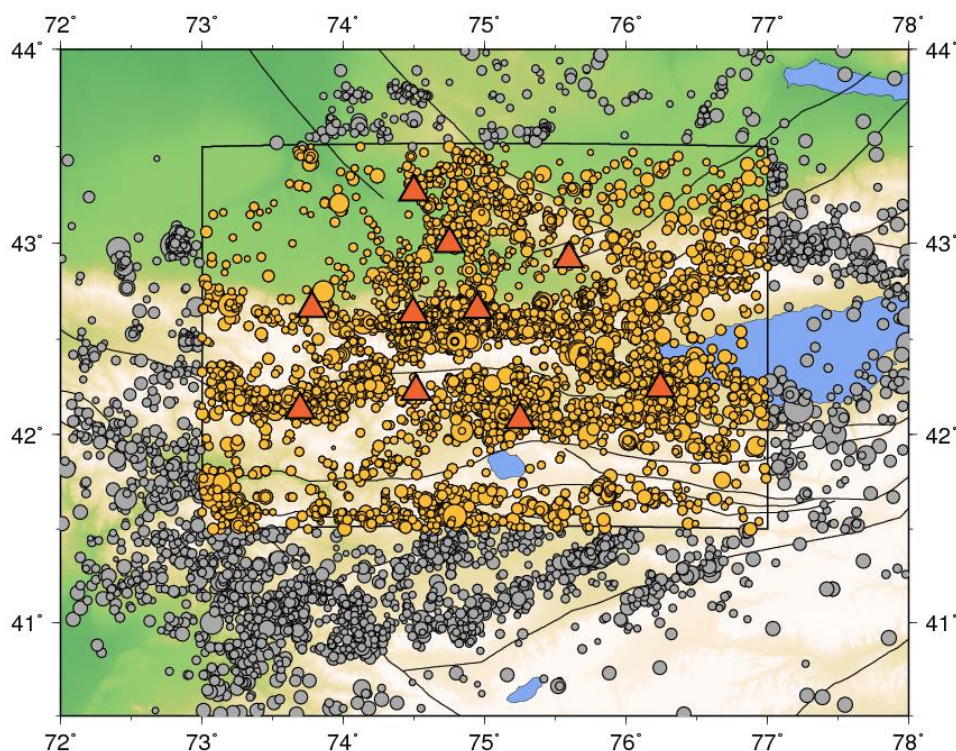


Рис. 1. Эпицентральное положение землетрясений из каталога землетрясений по данным сети *KNET*. Прямоугольная область – территория БГП; треугольники – положение станций сети *KNET*.

Согласно [3], интенсивность скорости СТД можно оценить с помощью выражения:

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где N , по которому ведется суммирование, – число землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T ; G – модуль сдвига; $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмический момент землетрясения (α). Выражение (1) получено из следующих рассуждений. Согласно [6], скорость сейсмотектонических деформаций в некотором элементарном объеме описывается выражением:

$$\langle e_{ij} \rangle^{STD} = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (2)$$

где $m_{ij}^{(\alpha)}$ – направляющий тензор механизма землетрясения (α), индексы $i, j = 1, 2, 3$ (или x, y, z в географической системе координат). Далее выражение (2) модифицируется с учетом гипотезы о самоподобии *СТД* на разных масштабных уровнях и преобразуется к виду:

$$\langle e_{ij} \rangle^{STD} = \langle m_{ij}^{(\alpha)} \rangle = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \quad (3)$$

Скалярный множитель выражения (3) и принимается за интенсивность деформации. С физических позиций M_0 в выражениях (1) – (3) представляет собой произведение площади подвижки от поверхности Земли до фокальной области (S) на величину дислокации (D) и модуля сдвига (G), т.е.:

$$M_0 = G \cdot S \cdot D \quad (4)$$

Модуль сдвига (G) – физическая величина, характеризующая способность материала сопротивляться сдвиговой деформации, согласно [4], значение этого модуля для земной коры может быть принято $G = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см². Важно отметить, что сейсмический момент рассматривается как мера потенциальной энергии, необходимой для осуществления разрыва и перемещения масс по его поверхности [5]. На основе обработки экспериментальных данных показано, что сейсмический момент корреляционно связан с магнитудой очага следующей зависимостью [7]:

$$\lg(M_0) = 15.4 + 1.6M, \quad (5)$$

где $[M_0]$ в дин·см. Согласно (5), зная значение M , можно вычислить значение скалярного сейсмического момента.

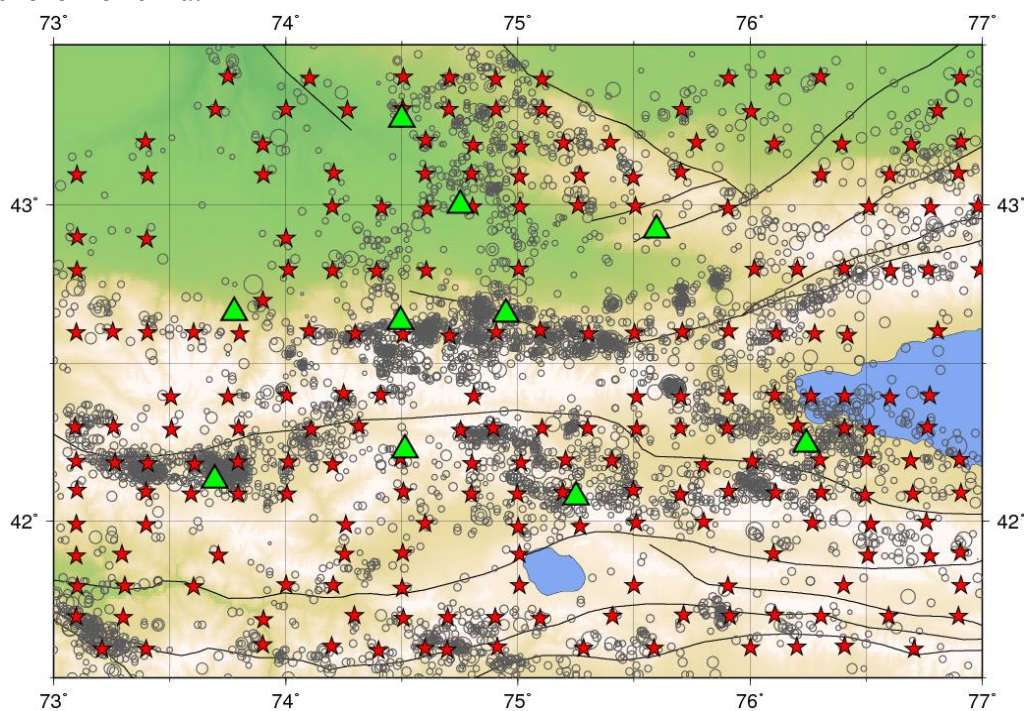


Рис. 2. Распределение сейсмичности и расположение узловых точек (215, обозначены звездочками).

В данной работе при расчете интенсивности геоструктурная область подразделяется

на элементарные подобласти с радиусом $R=0.35^\circ$, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки, при этом толщина исследуемого слоя принимается равной 30 км (согласно [8], землетрясения Северного Тянь-Шаня располагаются не ниже 30 км). На рис. 2 представлено положение узловых точек, которые являются центрами рассматриваемых элементарных областей. Выбор положения узловых точек определялся в областях концентрации землетрясений. На этом же рисунке представлено эпицентрально положение исследуемых событий. Суммирование значений скалярного сейсмического момента, согласно выражению (1), производится для каждой элементарной области с центром в узловой точке, обозначенной звездочкой на рис. 2

Результаты. Расчет интенсивности деформации осуществлен на основе двух выборок: полного каталога землетрясений и представительной части каталога (линейная часть графика повторяемости). На рис. 3 представлено распределение интенсивности деформации на территории БГП, а в таблице приведены некоторые статистические характеристики расчетов для обеих выборок.

Таблица. Статистические характеристики интенсивности деформации БГП по полному каталогу и по представительной выборке

Класс землетрясений	Интенсивность деформации БГП		
	Среднее значение год ⁻¹	Минимальное год ⁻¹	Максимальное год ⁻¹
5.5<K<14.8	1.05E-9	3.22E-13	1.60E-8
7<K<11.5	2.52E-11	3.16E-13	1.06E-10

Рассмотрим результаты, полученные по каждой выборке.

Все события. Повышенное значение интенсивности ($1.60E-8$ год⁻¹) относительно среднего ($1.05E-9$ год⁻¹) проявляется в области, расположенной в юго-западной части от побережья озера Иссык-Куль; центр этой области попадает в район Кочкорской впадины (рис.3, а) и связано с землетрясением ($K = 14.8$), которое там произошло 25.12.2006. Ранее в работе [2] для Кочкорской зоны значение интенсивности составляло $3.25E-09$ год⁻¹, а для БГП – $4.59E-10$ год⁻¹. Полученные результаты позволяют отметить некоторый рост интенсивности как для Кочкорской зоны, так и для всего БГП.

Представительная выборка. Повышенные значения интенсивности ($1.06E-10$ год⁻¹) относительно среднего уровня ($2.52E-11$ год⁻¹) проявляются в центральной части Киргизского хребта, в западной части побережья озера Иссык-Куль и в районе Таласо-Ферганского разлома, частично представленного на рис. 3б. Выделенные зоны повышенных значений интенсивности совпадают с зонами повышенных значений поля дилатансии (скорость изменения площади), полученного по GPS-данным [9], а значения интенсивности деформации, по сейсмическим данным, на два порядка ниже скорости деформации, полученной по GPS-данным.

Заключение. В результате выполненной работы получено распределение интенсивности деформации для территории БГП. Выделены зоны, где интенсивность деформации превышает средний уровень интенсивности для исследуемой территории ($2.52E-11$ год⁻¹) – восточная часть Киргизского хребта, западная часть побережья озера Иссык-Куль и исследуемая часть Таласо-Ферганского разлома ($1.06E-10$ год⁻¹). Проведено сравнение скорости деформации по сейсмическим данным со скоростями, полученными по данным GPS. Наблюдается корреляция поля интенсивности деформации, полученного по сейсмологическим данным, с полем дилатансии по GPS- данным.

Исследование частично поддержано по гранту РФФИ 15-05-06857.

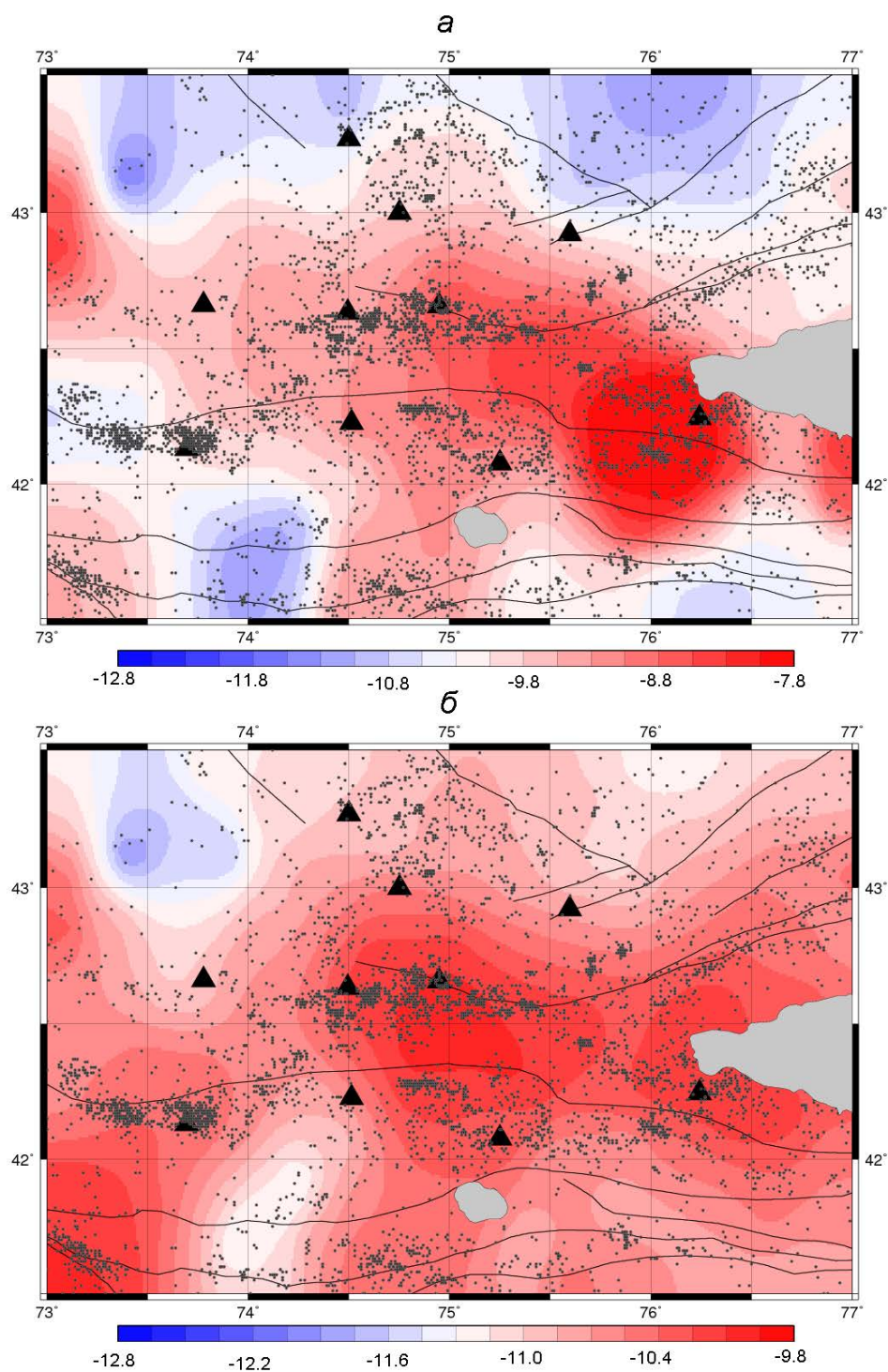


Рис. 3. Распределение логарифма интенсивности деформации на территории БГП: *а* – по всему каталогу; *б* – по представительной выборке.

Благодарности. Авторы благодарят заведующего лабораторией НС РАН Брагина В.Д. за предоставление каталога сейсмических событий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сычева Н.А. Исследование особенностей механизмов очагов землетрясений и сеймотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня по данным цифровой

- сейсмической сети KNET: дис. кан. физ.-мат. наук. Институт физики Земли. Москва. 2005. 189 с.
2. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Костюк А.Д. Интенсивность сеймотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня) // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 37-46.
 3. Лукк А.А., Юнга С. Л. Сеймотектоническая деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24-43.
 4. Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А., Михайлова Р.С, Васильева О.Н. Сеймотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 90-104.
 5. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: изд-во СО РАН, НИЦОИГГМ. 1997. 300 с.
 6. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М: Наука. 1990. 190 с.
 7. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.
 8. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. 246 с.
 9. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS данных // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16. № 1. С. 178-182.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ДЕФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АЛМАТИНСКОГО ПОЛИГОНА

Тадеев С.С.

тел.: 8(727) 269 46 14; факс: 8(727) 269 46 23; e-mail: sergali_sal@mail.ru
ТОО «Институт сейсмологии», г. Алматы, Казахстан

В статье рассмотрены результаты исследования деформации горных пород, приведены новейшие данные о связи деформации с параметрами сейсмического режима.

На территории Алматинского полигона создан мониторинг современных движений земной поверхности (СДЗП) [1, 2] в составе обсерваторий: Курты, Медео и Тургень. На них Опытно-методической сейсмологической экспедицией МОН РК выполняются регулярные деформографические наблюдения. Первичная обработка материалов осуществляется сотрудниками экспедиции (СОМЕ). На базе представленных экспедицией экспериментальных данных, полученных в 2005-2014 гг., проведены исследования по выявлению связи между деформацией пород и землетрясениями.

Мониторинг деформационных наблюдений. Мониторинг включает в себя 3 перманентных пункта, на которых ведутся наблюдения по 24-часовой программе. Пункт Курты находится в равнинной части сети мониторинга (район со слабой сейсмичностью земной коры), пункты Тургень и Медео расположены в сейсмически активной части Тянь-Шаня (рис. 1).

Анализ данных наблюдаемых деформаций (α). На рисунке 2 приведены графики изменения деформаций, наблюдаемых на пунктах Курты, Медео и Тургень. Не вдаваясь в детали, ниже приводятся общие особенности изменения α по трендовым составляющим.



Рис. 1. Схема географического положения пунктов измерения деформации на территории Алматинского полигона.

На рисунке 2 видно:

по среднесуточным данным:

- на пункте Курты величина деформации за 9 лет α уменьшилась: в направлении С-Ю на $1.2 \cdot 10^{-8}$, В-З – на $0.87 \cdot 10^{-8}$, то есть в меридиональном направлении она изменилась 1.4 раза;

- на пункте Медео α увеличилась в направлении С-Ю на величину $1.3 \cdot 10^{-8}$, а по направлению В-З – на $1.5 \cdot 10^{-8}$, т.е. деформация с востока на запад была больше той, что в направлении север-юг;

по среднемесячным данным:

- на пункте Курты деформации α уменьшилась в направлении С-Ю на $1.2 \cdot 10^{-8}$, В-З – на $0.9 \cdot 10^{-8}$, т.е. изменение деформации $\alpha_{с-ю}$ в 1.5 раз больше, чем $\alpha_{в-з}$;

- на пункте Медео деформация возросла по направлению С-Ю на $1.2 \cdot 10^{-8}$, по направлению В-З на $1.4 \cdot 10^{-8}$, т.е. $\alpha_{в-з} / \alpha_{с-ю} \approx 1.2$;

по среднегодовым данным:

- на пункте Курты деформации α уменьшилась в направлении С-Ю на величину $1.0 \cdot 10^{-8}$, по направлению В-З - на $0.93 \cdot 10^{-8}$, т.е. отношение $\alpha_{с-ю} / \alpha_{в-з}$ близко к 1;

- на пункте Медео наблюдается возрастание α по направлению С-Ю на $1.2 \cdot 10^{-8}$, по направлению В-З на $1.3 \cdot 10^{-8}$, их отношение $\alpha_{в-з} / \alpha_{с-ю} \approx 1.1$.

Штольня на пункте Турген ориентирована в направлении С-З и С-В. Здесь изменение деформации во времени происходило в противофазе:

по среднесуточным данным за 9 лет $\alpha_{с-в}$ возросла на $1.59 \cdot 10^{-8}$, а $\alpha_{с-з}$ на $3.04 \cdot 10^{-8}$, их отношение $\alpha_{с-з} / \alpha_{с-в}$ близко к 2.0;

по среднемесячным данным увеличение $\alpha_{с-з}$ составило $1.5 \cdot 10^{-8}$, а $\alpha_{с-в} = 3 \cdot 10^{-8}$, отношение $\alpha_{с-в} / \alpha_{с-з} \approx 2.0$;

по среднегодовым данным: $\alpha_{с-з}$ на $1.3 \cdot 10^{-8}$; $\alpha_{с-в} \approx 2,7$, $\alpha_{с-в} / \alpha_{с-з} \approx 2.1$.

Итак, величина деформации горных пород на пункте Курты уменьшается, а на пунктах Тургенъ и Медео возрастает.

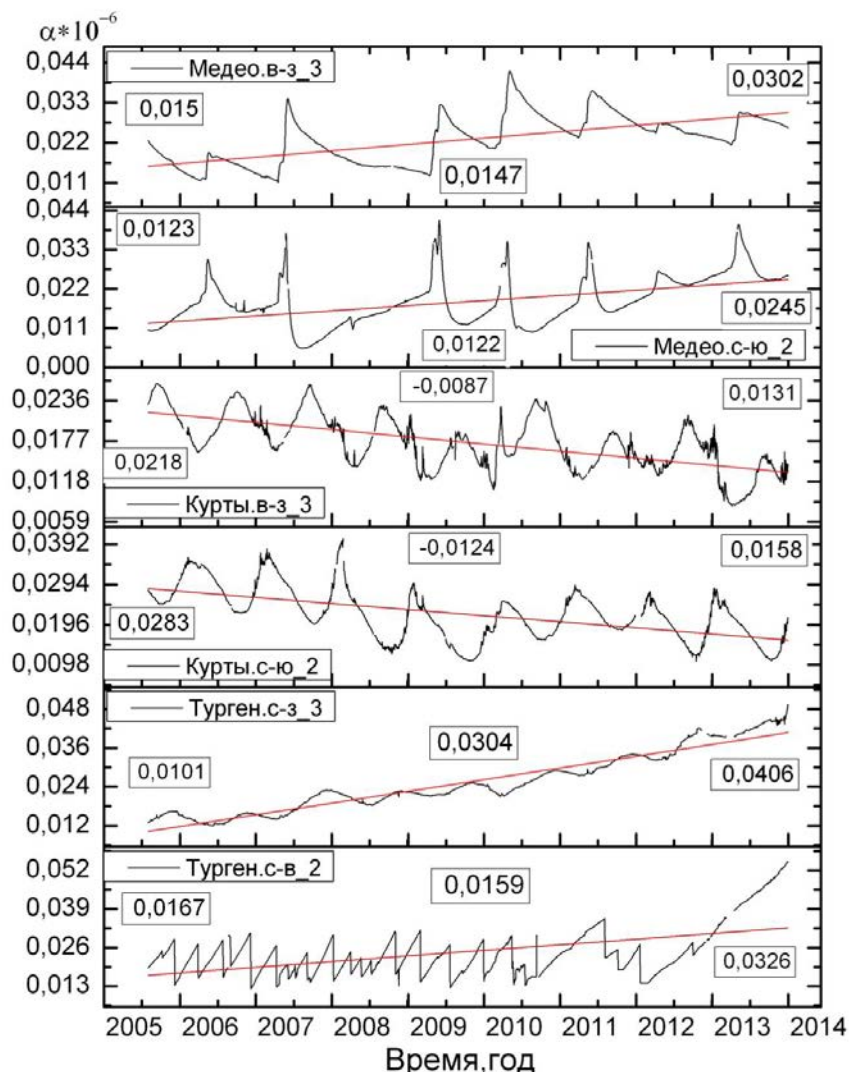


Рис. 2. Графики среднесуточных деформаций, наблюдаемых на пунктах Курты, Медео и Тургенъ.

Таблица 1. Данные о деформации ($\cdot 10^{-8}$) на пунктах Курты, Медео и Тургенъ

Пункт	Среднесуточная		Среднемесячная		Среднегодовая	
	с-ю	в-з	с-ю	в-з	с-ю	в-з
Курты	-1,24	-0,87	-1,23	-0,87	-1	-0,92
Медео	1,22	1,47	1,2	1,46	1,2	1,3
Тургенъ	1,6	3,04	1,55	3,05	-1,3	2,7

Таким образом, деформация пород, находящихся в верхней части земной коры, в горной области и в равнинной части Алматинского полигона изменяется по-разному: в горной области вектор деформации направлен на северо-восток, а в равнинной области – на юго-запад (рис. 3).

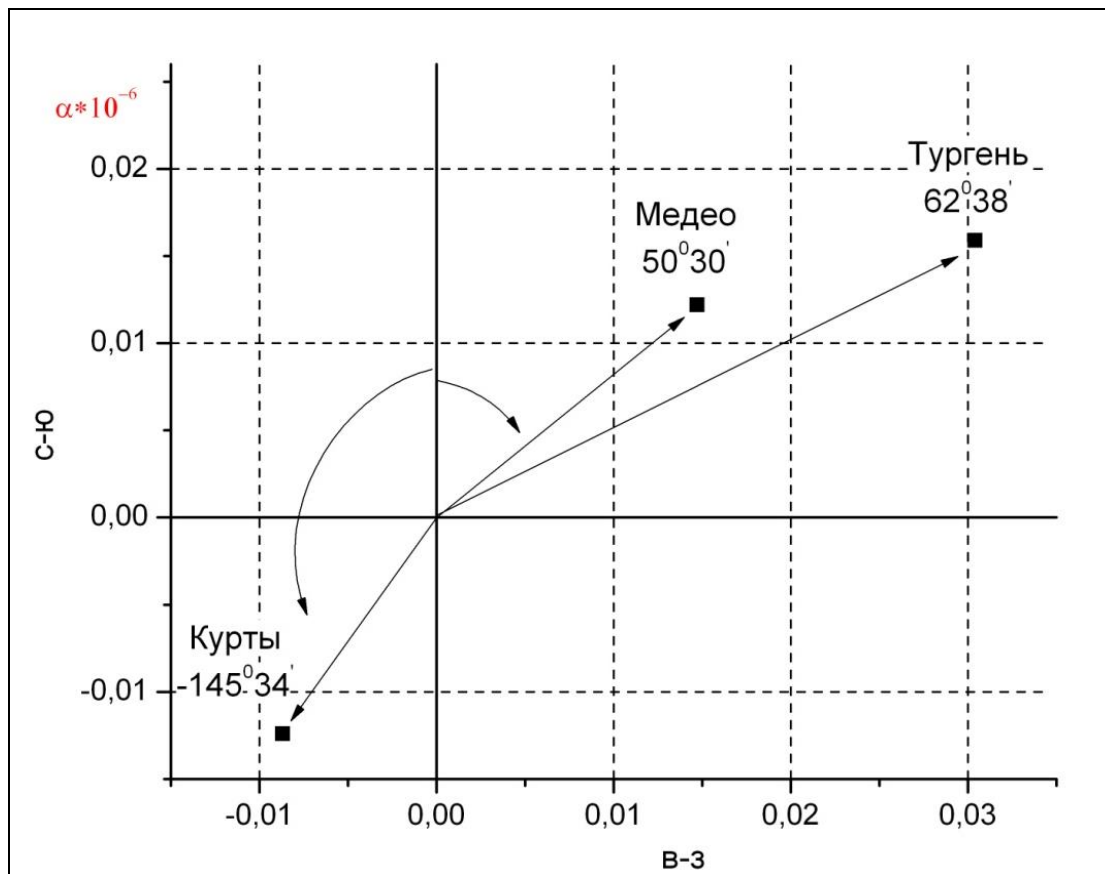


Рис. 3. Направления ориентации векторов деформаций.

Для всех пунктов вычислены модульные значения деформации (таблица 2).

Таблица 2. Данные о модульной составляющей деформации

Пункт	α м, 10^{-8}			
	Среднесуточная	Среднемесячная	Среднегодовая	Средняя
Тургенъ	3,3	3,2	2,83	3,1
Медео	1,7	1,8	1,7	1,7
Курты	-1,5	-1,5	-1,35	-1,4

Из таблицы 2 видно, что деформация на пунктах Тургенъ и Медео в течение 9 лет (2005-2013 гг.) увеличивается со средней скоростью $0.85 \cdot 10^{-16}$ 1/с; а на пункте Курты убывает со скоростью $-0.50 \cdot 10^{-16}$ 1/с.

Азимуты векторов $\Delta\alpha_i$ в горной области имеют северо-восточную ориентацию. На результаты измерений деформации на пунктах, размещенных на равнине и в горной части Алматинского полигона, внешние факторы влияют по-разному. Для исключения их влияния рассчитывались приращения: $\Delta\alpha = \alpha_{\text{тургенъ}} - \alpha_{\text{курты}}$; $\Delta\alpha = \alpha_{\text{медео}} - \alpha_{\text{курты}}$ (рис. 4).

Таблица 3. Данные об изменении $\Delta\alpha_i$ по отношению к пункту Курты

Пункты	α , 10^{-8}		Скорость α , $10^{-16} \cdot \text{с}^{-1}$
	$\alpha_{\text{с-ю}}$	$\alpha_{\text{в-з}}$	
Тургенъ-Курты	2,2	2,2	0,8
Медео-Курты	2,8	3,6	0,9

Деформация пород горной области, судя по трендовым составляющим, возрастает со скоростью порядка $\cdot 10^{-16}$ 1/с (таблица 3).

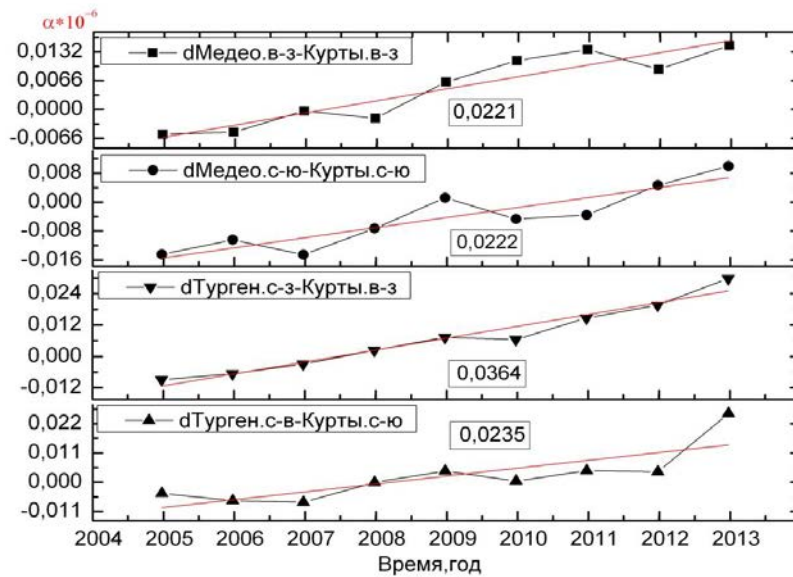


Рис. 4. Графики разностей среднегодовых деформаций по отношению к пункту Курты.

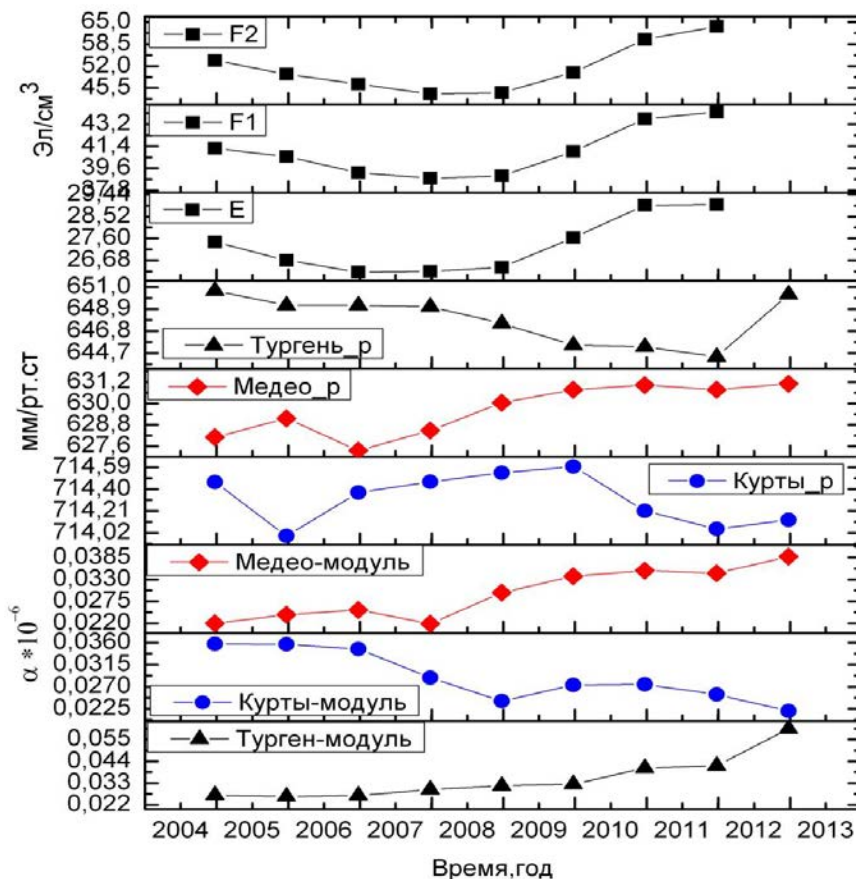


Рис. 5. Графики изменения во времени модуля деформации, электронной концентрации в слое E и атмосферного давления.

Исследование проявления характеристик сейсмического режима в деформации горных пород. В таблице 4 приведены коэффициенты корреляции между составляющими

деформации, наблюдаемыми в штольнях Курты, Медео и Тургень, и землетрясениями (N) и выделившейся сейсмической энергией (E) на территории Алматинского полигона в 2005-2013 гг. Коэффициенты рассчитаны по среднемесячным данным. Судя по этим материалам, теснота связи между сейсмической энергией E и деформацией пород характеризуется невысокими коэффициентами корреляции. Динамика деформации на пунктах Медео и Тургень, находящихся в горной области, повторяет динамику атмосферного давления и электронной концентрации в слое E ионосферы (рис. 5).

Таблица 4. Коэффициенты корреляции (K) между землетрясениями и деформацией пород

Пункт	Направление изменения α	Коэффициент K	
		N	E
Тургень	С-В	0.5	0.1
	С-З	0.8	0.2
Медео	С-Ю	0.4	-0.1
	В-З	0.5	-0.2
Курты	С-Ю	-0.4	-0.3
	В-З	-0.5	-0.1

Таким образом, на изменение деформации пород и слабую сейсмичность большое влияние оказывают вземные факторы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тихомиров А.В. Современные деформационные процессы и сейсмичность земной коры Северного Тянь-Шаня. Алматы 2002. 20 с.
2. Алдамжаров К.Б, Сергеев О.В, Тихомиров А. В. Наклономерно-деформографические наблюдения на геофизических станциях Казахстана. Алма-Ата. 1984. 86 с.

РАЗРАБОТКА ОСНОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИЙ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ

Талгарбаева Д.Н., Искаков Б.А., Елисеева А.В.
 тел.: +7 700 222 49 86; e-mail: alyna.space@gmail.com

ДТОО Институт геофизики и космических исследований, г. Алматы, Казахстан

Организация геодинамических полигонов возможна при наличии обоснования, представляемого в виде карт геодинамического районирования – основы размещения сети геодинамического контроля. В данной работе для проведения геодинамического районирования использовались методы линеаментного анализа и методы многопроходной РСА-интерферометрии.

Линеаментный анализ основан на статистическом анализе градиентных характеристик оптического снимка или ЦМР. Основной результат, получаемый при данном анализе, это распределение плотностей линеаментов в выбранном размере окна. При дальнейшей обработке полученных карт плотностей линеаментов возможно получить представление о распределении на местности областей относительно повышенной и пониженной геодинамической стабильности.

В свою очередь, методы многопроходной РСА-интерферометрии позволяют определять реальные значения вертикальных смещений точек земной поверхности с миллиметровой точностью при наличии более 20 радарных снимков. Результаты обработки дают возможность выявить как муьды сдвижения земной поверхности над шахтными

выработками, так и процессы «сползания» поверхности бортов карьеров. Масштабный уровень для данного вида наблюдений строго ограничивается размером исходного кадра съемки и пространственным разрешением РСА-системы.

В рамках выполнения проекта: «Разработать методологию комплексного геодинамического мониторинга на объектах добычи твёрдых полезных ископаемых с использованием спутниковых данных и методов математического моделирования» РБП Казахстана были разработаны основы использования спутниковой космической съемки для выполнения геодинамического районирования территорий добычи твердых полезных ископаемых. В результате работ были представлены карты геодинамической активности и карты геодинамического районирования Карагандинского региона на основе линеаментного анализа и данных радарной спутниковой съёмки среднего и высокого пространственного разрешения. Использование и развитие средств линеаментного анализа с применением авторских программных разработок показало высокую эффективность в ранжировании территории по степени геодинамической активности. При сопоставлении результатов линеаментного анализа по данным оптической съемки и результатов обработки радарной съемки было установлено, что области наибольшей нарушенности сплошности земной коры и участки интенсивных просадок точек земной поверхности находятся в хорошем качественном соответствии. На основе полученных данных разработано геодинамическое обоснование для сети комплексных мониторинговых наблюдений территории, включающей Карагандинский угольный бассейн.

РАЗЛИЧНЫЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ МЕЖДУ ВАРИАЦИЯМИ СОЛНЕЧНОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Тойшиев Н.С., Калдыбаев А.А., Нурақынов С.М.

тел.: 727-3803708; e-mail: toyshiev@yandex.ru

Институт ионосферы, Национальный центр космических исследований и технологий
г. Алматы, Казахстан

Введение. Во всех странах мира, территории которых расположены в сейсмически активных зонах, имеется высокий социальный спрос на качественные методы прогноза сильных землетрясений и оценки сейсмической опасности. Прогноз любой сейсмической характеристики строится на основании прогнозирующей функции, при этом важным элементом при поиске прогнозирующей функции являются экспертные знания о характере зависимости прогнозируемой величины от конкретного признака [1]. Эра космических исследований внесла существенный вклад в развитие наук о Земле и показала, что одним из признаков для сейсмической прогнозирующей функции может быть характеристика солнечной активности, поскольку многими авторами продемонстрировано соответствие между вариациями солнечной и сейсмической активности, в том числе в работах [2-5].

В работе [5] были сопоставлены вариации солнечной активности и даты возникновения на планете сильнейших землетрясений с магнитудой 8.0 и более за инструментальный период сейсмологических наблюдений с 1905 г. (каталог USGS earthquake.usgs.gov/earthquakes/search). Результат представлен на рис. 1, где на верхней панели приведены среднегодовые числа солнечных пятен для 11-летних солнечных циклов с номерами от 14 до 24 (1905-2014 гг.), а на нижней панели - даты и магнитуды сильнейших землетрясений.

Из рис.1 видно, что частота возникновения сильнейших землетрясений и их магнитуда возрастали дважды за инструментальный период наблюдений: во время развития 19-го солнечного цикла, который был самым высокоамплитудным за рассмотренный период

времени, и во время развития самого продолжительного солнечного минимума между 23-м и 24-м солнечными циклами.

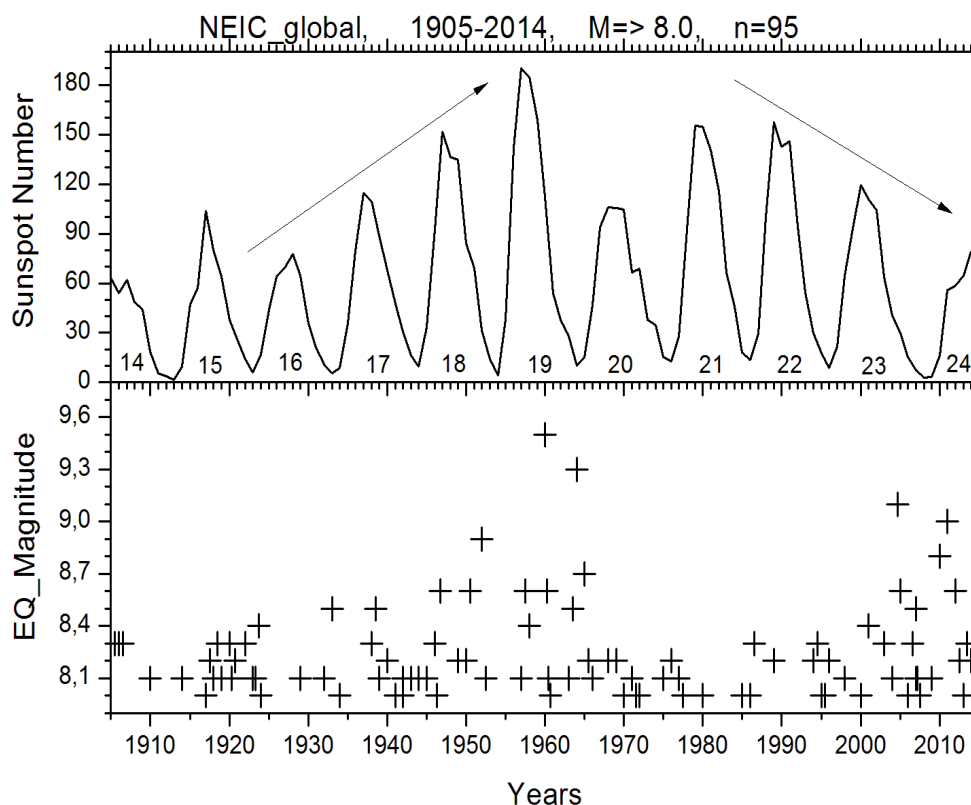


Рис.1. Сопоставление среднегодовых чисел солнечных пятен и дат возникновения на планете сильнейших землетрясений в 1905-2014 гг. [5].

На основании результата, представленного на рис. 1, в работе [5] сделан вывод, что сейсмическая активность планеты возрастает при экстремальных уровнях солнечной активности (чрезвычайно высоком или чрезмерно низком). В свете современных идей о физических механизмах солнечно-литосферных связей такая ситуация может иметь место. Например, в качестве одного из возможных претендентов на физический механизм солнечно-литосферных связей рассматривают мюоны космических лучей [6], которые могут проникать в земную кору на глубину как минимум десять километров и в напряженной сейсмической среде генерировать ядерный электромагнитный каскад, энергия которого может быть триггером землетрясения, если напряжение в среде достигло критического уровня, при котором может произойти разрушение породы. Интенсивность космических лучей повышена в периоды низкой солнечной активности, следовательно, за счет этого механизма можно ожидать усиления сейсмичности при экстремально низком уровне солнечной активности. В качестве другого претендента на физический механизм солнечно-литосферных связей рассматривают геомагнитные бури [7], когда высокочастотные колебания геомагнитного поля во время главной фазы бури генерируют индукционные токи в проводящих слоях земной коры, электрическая энергия которых может преобразовываться в механическую энергию [8] и создавать дополнительное напряжение в горной породе. Число геомагнитных бурь возрастает в периоды высокой солнечной активности, следовательно, при этом механизме можно ожидать усиления сейсмичности при экстремально высоком уровне солнечной активности. Очевидно, что в зависимости от структуры, химического состава, уровня электропроводности земной коры, относительный вклад каждого из указанных механизмов может изменяться и быть разным в разных регионах планеты. Результаты настоящей статьи подтверждают возможность такого эффекта на примере Альпийско-Гималайского сейсмического пояса.

Данные. Для анализа использованы данные о сильнейших землетрясениях ($M \geq 7.0$), произошедших в 1973-2014 гг. на части территории Альпийско-Гималайского орогенного пояса, ограниченной координатами: $30^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}$; $0^{\circ}\text{E} - 110^{\circ}\text{E}$. За этот период здесь произошло 32 землетрясения с магнитудой 7.0 и более. Самым сильным было Сычуаньское землетрясение в Китае 5 мая 2008 г. с магнитудой $M=7.9$.

Результаты. На рис. 2 представлены среднемесячные числа солнечных пятен за 1973-2014 гг. (черная кривая) и их долговременный тренд (черная прямая линия). Символами помечены моменты возникновения землетрясений с магнитудой ($M \geq 7.0$) на изучаемой территории. При этом черными кругами помечены моменты землетрясений, которые произошли при пониженной солнечной активности (2 события на линии тренда и 14 событий ниже тренда), а красными квадратами помечены моменты землетрясений, которые произошли при повышенной солнечной активности (16 событий выше линии тренда). Как видим на рис. 2, одна половина событий произошла во время пониженной солнечной активности (16 черных кругов), а вторая половина событий произошла при повышенной солнечной активности (16 красных квадратов). На основании этого результата можно было бы заключить, что солнечная активность никак не влияет на активизацию сейсмичности, поскольку сейсмические события распределены практически равномерно по кривой солнечной активности. Однако такое заключение будет опровергнуто, если проанализировать территориальную принадлежность эпицентров землетрясений, помеченных черными кругами и красными квадратами.

На рис. 3 показано территориальное распределение эпицентров 32 сильных землетрясений, где черные круги есть события, произошедшие при пониженной солнечной активности, а красные квадраты – при повышенной (в соответствии с рис. 2). Некоторые землетрясения произошли практически в одном и том же месте, поэтому на рис. 3 некоторые символы слились и визуально их количество кажется меньше, чем 32.

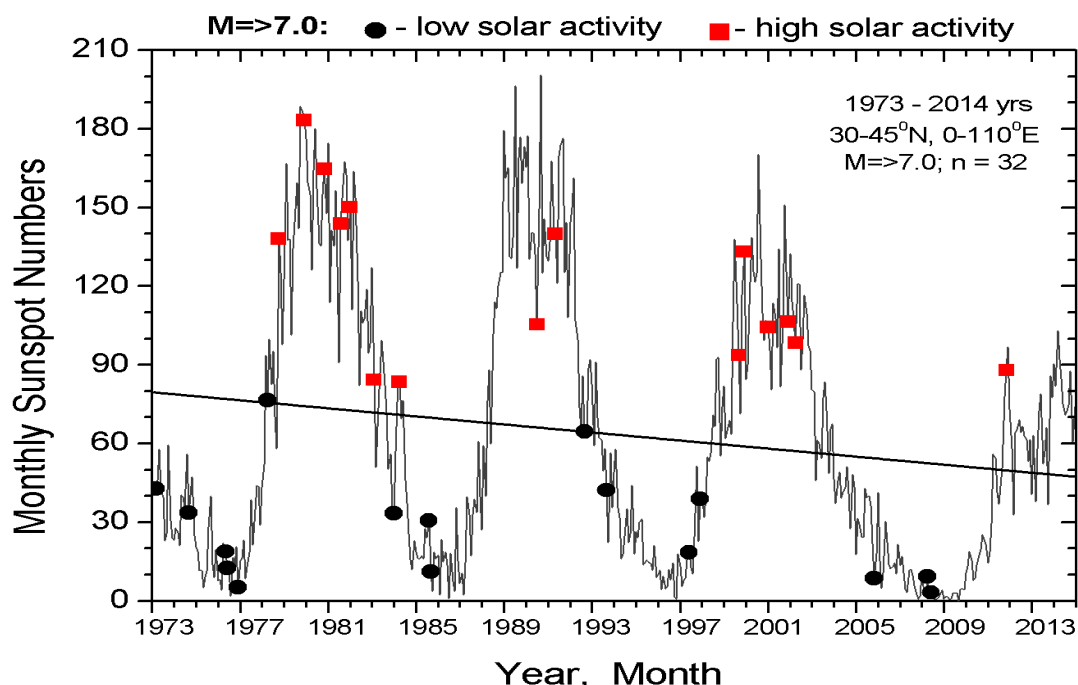


Рис. 2. Среднемесячные числа солнечных пятен (черная кривая) и их долговременный линейный тренд (черная прямая линия); черные круги и красные квадраты - моменты землетрясений с $M \geq 7.0$ на территории: $30^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{E}-110^{\circ}\text{E}$, приуроченные к пониженному и повышенному уровню солнечной активности соответственно.

Intraplate Earthquakes, $M=7.0-7.9$, 1973-2014 yrs, $n=32$

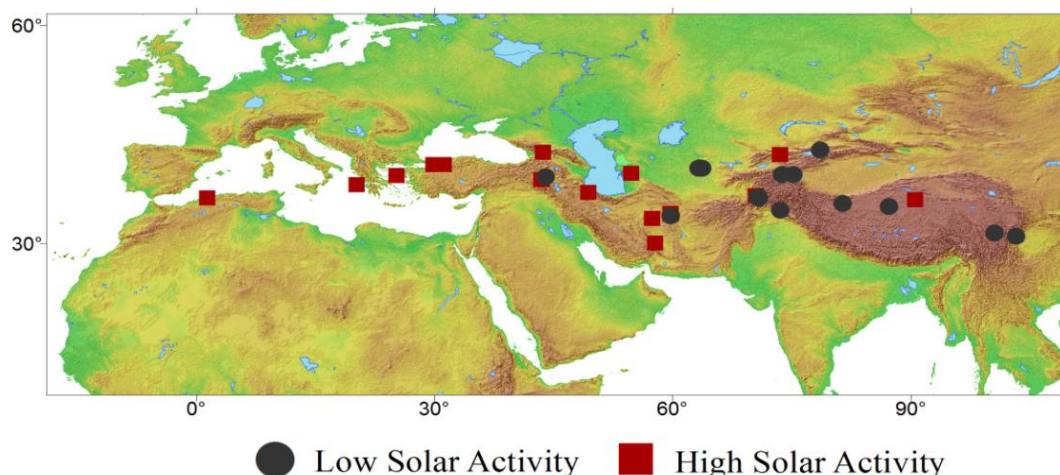


Рис. 3. Распределение эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 7.0$), произошедших в 1973-2014 гг. на территории с координатами: $30^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{E}-110^{\circ}\text{E}$; черные круги – эпицентры событий, произошедших при пониженной солнечной активности; красные квадраты – при повышенной солнечной активности.

Детальный анализ данных, представленных на рис. 3 показал, что на европейской части Альпийско-Гималайского орогенного пояса землетрясения с $M \geq 7.0$ происходили, в основном, при повышенной солнечной активности (14 событий из 16, т.е. 87.5% - красные квадраты), а на азиатской части этого пояса сильные землетрясения происходили в основном при пониженной солнечной активности (13 событий из 16, т.е. 81.3% - черные круги).

Заключение. По данным о сильных ($M \geq 7.0$) землетрясениях, произошедших в 1973-2014 гг. на территории Альпийско-Гималайского орогенного пояса, ограниченной координатами: $30^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{E}-110^{\circ}\text{E}$ (32 события), показано, что 16 землетрясений произошло при пониженном уровне солнечной активности и 16 - при повышенном. При этом при пониженной солнечной активности сильные землетрясения происходили в основном на азиатской части Альпийско-Гималайского пояса (13 событий из 16, т.е. 81.3%), а при повышенной солнечной активности сильные землетрясения происходили в основном на европейской части Альпийско-Гималайского пояса (14 событий из 16, т.е. 87.5%). Этот результат поддерживает идею о влиянии солнечной активности на сейсмическую активность Земли и показывает, что характер этого влияния может быть разным для регионов с разным типом строения, химическим составом и т.д. На азиатской части Альпийско-Гималайского орогенного пояса, включая Северный Тянь-Шань, сильные землетрясения имеют тенденцию происходить при низком уровне солнечной активности. Эта закономерность подтверждается данными о сильнейших землетрясениях недалекого прошлого: Верненское, 1887 г., $M=7.3$; Чиликское, 1889 г., $M=8.3$; Кеминское 1911 г., $M=8.2$, каждое из которых произошло в периоды пониженной солнечной активности, что подробно обсуждалось в [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гиттис В.Г., Ермаков Б.В. Основы пространственно-временного прогнозирования в геоинформатике. М.: Физматлит. 2004. 256 с.
2. Хачикян Г.Я., Садыкова А.Б., Джанабилова С. Связь частоты повторяемости землетрясений и сейсмической энергии Земли с вариациями солнечной активности // Научный журнал-приложение международного журнала «Высшая школа Казахстана». Поиск-Izdenis. 2014. № 2. С. 55-61.

3. Хачикян Г.Я., Садыкова А.Б., Полешко Н.Н. Вариации солнечной активности и сейсмотектоническая активность Северного Тянь-Шаня // Научный журнал – приложение международного журнала «Высшая школа Казахстана». Поиск-Izdenis. 2014. № 2(1). С.114-119.
4. Жантаев Ж.Ш., Жумабаев Б.Т., Хачикян Г.Я., Тойшиев Н., Кайраткызы Д. Вариации солнечной и глобальной сейсмической активности в 21-24 солнечных циклах. // Известия НАН РК. Серия физическая. 2015. № 4. С. 63-70.
5. Khachikyan G., Zhantayev Zh., Breusov N. On relationship between variations in solar activity and seismicity. The 26th IUGG General Assembly. Prague, Czech. 2015. IUGG-3132.
6. Tsarev and Chechin. The first results of observations of acoustic signals generated by cosmic ray muons in a seismically stressed medium. 1988. Preprint № 179. Physical Institute after Lebedev, Moscow.
7. Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. № 11. С. 62–72.
8. Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука. 1980. 215 с.
9. Абаканов Т.Д., Садыкова А.Б., Хачикян Г.Я. Современное сейсмотектоническое состояние земной коры на Северном Тянь-Шане // Доклады Национальной академии наук Республики Казахстан. 2015. № 2. С. 98-110.

ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНАХ СПРЕДИНГА, СУБДУКЦИИ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ В СВЯЗИ С ВАРИАЦИЯМИ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Тойшиев Н., Кайраткызы Д., Сералиев А.

тел.: (727) 380-37-08; e-mail: toyshiev@yandex.ru

Институт ионосферы, Национальный центр космических исследований и технологий,
г. Алматы, Казахстан

Введение. В работе [1] по данным глобального сейсмологического каталога NEIC за 1973-2011 гг., включающего 182933 землетрясения с магнитудой $M \geq 4.5$, было показано (рис.1), что наибольшее число землетрясений происходит в период низкой солнечной активности, когда среднегодовое число солнечных пятен (Sunspot Numbers - SSN) мало ($SSN < 60$); уровень сейсмической активности понижается примерно на 10% в период умеренной солнечной активности ($60 < SSN < 140$), а затем вновь повышается примерно на 5% в годы высокой солнечной активности, когда $SSN \geq 140$.

В настоящей работе развиты исследования в этом направлении, изучен характер связи солнечной и сейсмической активности в разных регионах планеты с различным типом тектоники.

Данные. На основе глобальной цифровой карты тектонической активности Земли DTAM-1 [2] были выбраны зоны спрединга, где земная кора раздвигается под действием мантийной конвекции; зоны субдукции - границы между литосферными плитами, вдоль которых одна литосферная плита погружается под другую; и зона внутриконтинентальной сейсмичности. В число выбранных для анализа зон спрединга входили:

- 1) Срединно-Атлантический хребет ($50^{\circ}S - 14.45^{\circ}N, 44.58^{\circ}W - 0^{\circ}E$);
- 2) Рифт Красного моря ($45^{\circ}S - 20^{\circ}N, 120^{\circ}W - 90^{\circ}W$);
- 3) Байкальская рифтовая зона ($45^{\circ}N - 60^{\circ}N, 90^{\circ}E - 120^{\circ}E$);
- 4) Восточно-Африканский рифт ($30^{\circ}S - 10^{\circ}N, 20^{\circ}E - 40^{\circ}E$);
- 5) хребет Хуан де Фука ($25^{\circ}N - 60^{\circ}N, 140^{\circ}W - 100^{\circ}W$);
- 6) хребет Гаккеля ($77.5^{\circ}N - 87.7^{\circ}N, 6^{\circ}E - 123^{\circ}E$);
- 7) Галапагосский хребет ($45^{\circ}S - 15^{\circ}S, 120^{\circ}W - 90^{\circ}W$);

- 8) Тихоокеанско-Антарктический хребет ($65^{\circ}\text{S} - 54^{\circ}\text{S}$, $180^{\circ}\text{W} - 160^{\circ}\text{W}$);
- 9) Западно-Антарктический рифт ($70^{\circ}\text{S} - 52^{\circ}\text{S}$, $35^{\circ}\text{E} - 65^{\circ}\text{E}$);
- 10) Большая рифтовая долина ($25^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{E} - 40^{\circ}\text{E}$);
- 11) Аденский хребет ($16^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{E}$);
- 12) Карлсберг хребет ($5^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} - 70^{\circ}\text{E}$);
- 13) Рейкьянес хребет ($30^{\circ}\text{N} - 74^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{W} - 10^{\circ}\text{E}$);
- 14) хребет Мона ($75^{\circ}\text{N} - 90^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W} - 10^{\circ}\text{E}$);
- 15) юго-западная часть хребта в Индийском океане ($55^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}$, $0^{\circ}\text{E} - 70^{\circ}\text{E}$);
- 16) юго-восточная часть хребта в Индийском океане ($65^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}$, $70^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{E}$).

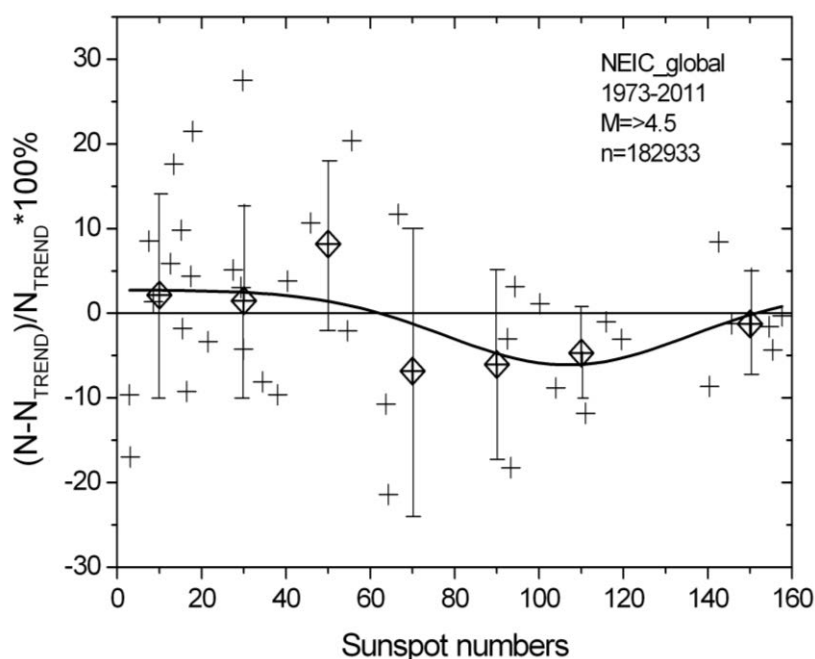


Рис. 1. Распределение отклонений (в процентах) годового числа землетрясений с $M \geq 4.5$ от долговременного тренда в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен (крестики); ромбики – статистическая оценка отклонений внутри последовательных SSN-бинов, равных 20; жирная кривая – аппроксимация экспериментальных данных функцией Гаусса [1].

За период 1973-2014 гг. общее количество землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$, в выбранных зонах спрединга составило 22751 событие. Названия зон субдукций, выбранных для исследования, и координаты их центральных областей были следующие:

- 1) Восточно-Алеутская ($55^{\circ}20'00''$ с. ш., $161^{\circ}50'00''$ з. д.);
- 2) Западно-Алеутская ($51^{\circ}45'$ с. ш., $176^{\circ}45'$ з. д.);
- 3) Северо-Курильско-Камчатская ($50^{\circ}41'00''$ с. ш., $156^{\circ}07'00''$ в. д.);
- 4) Южно-Курильская (44.086° с.ш., 145.986° в.д.);
- 5) Японская (северная часть) ($36^{\circ}00'00''$ с. ш., $138^{\circ}00'00''$ в. д.);
- 6) Японская (южная часть) ($36^{\circ}00'00''$ с. ш., $138^{\circ}00'00''$ в. д.);
- 7) Рюкю ($26^{\circ}19'58''$ с. ш., $127^{\circ}44'56''$ в. д.);
- 8) Филиппинская (северная часть) ($12^{\circ}48'00''$ с. ш., $122^{\circ}03'00''$ в. д.);
- 9) Филиппинская (южная часть) ($12^{\circ}48'00''$ с. ш., $122^{\circ}03'00''$ в. д.);
- 10) Идзу-Бонинская ($29^{\circ}39'00''$ с. ш., $142^{\circ}40'59''$ в. д.);
- 11) Марианская ($11^{\circ}21'$ с. ш., $142^{\circ}12'$ в. д.);
- 12) Западно-Зондская ($2^{\circ}00'$ ю. ш., $110^{\circ}00'$ в. д.);
- 13) Восточно-Зондская ($2^{\circ}00'$ ю. ш., $110^{\circ}00'$ в. д.);
- 14) Новая Британия ($5^{\circ}48'46''$ ю. ш., $150^{\circ}26'48''$ в. д.);

- 15) Соломоновы острова ($9^{\circ}40'00''$ ю. ш., $160^{\circ}12'00''$ в. д.);
- 16) Новые Гебриды ($13-21^{\circ}$ ю. ш., $166 - 171^{\circ}$ в. д.),
- 17) Тонга-Кермадек ($4^{\circ}58.0002'$ с.ш., $10^{\circ}42'$ в.д.; $29^{\circ}16'38''$ ю. ш., $179^{\circ}00'00''$ з. д.);
- 18) Анды ($32^{\circ}39'10''$ ю. ш., $70^{\circ}00'40''$ з. д.);
- 19) Центральная Америка и Мексика ($22^{\circ}23'00''$ с. ш., $102^{\circ}02'00''$ з. д.).

Общее количество землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$, произошедших в 1973-2014 гг. в выбранных зонах субдукции, составило 97055 событий.

Для анализа внутриконтинентальной (внутриплитовой) сейсмичности выбрана часть территории Альпийско-Гималайского орогенного пояса, ограниченная координатами: $30^{\circ}N-45^{\circ}N$; $0^{\circ}E-110^{\circ}E$, куда входит и территория Северного Тянь-Шаня. За период с 1973 по 2014 гг. на этой территории произошло 13153 землетрясения с магнитудой $M \geq 4.5$.

Результаты. На рис.2 приведено распределение годового количества землетрясений с $M \geq 4.5$ в выбранных зонах спрединга в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен. Жирная линия есть аппроксимация данных полиномом первой степени:

$$EQ = (604 \pm 46) - (0.98 \pm 0.57) SSN,$$

с коэффициентом корреляции $R = -0.26$ и среднеквадратическим отклонением $SD = 180$.

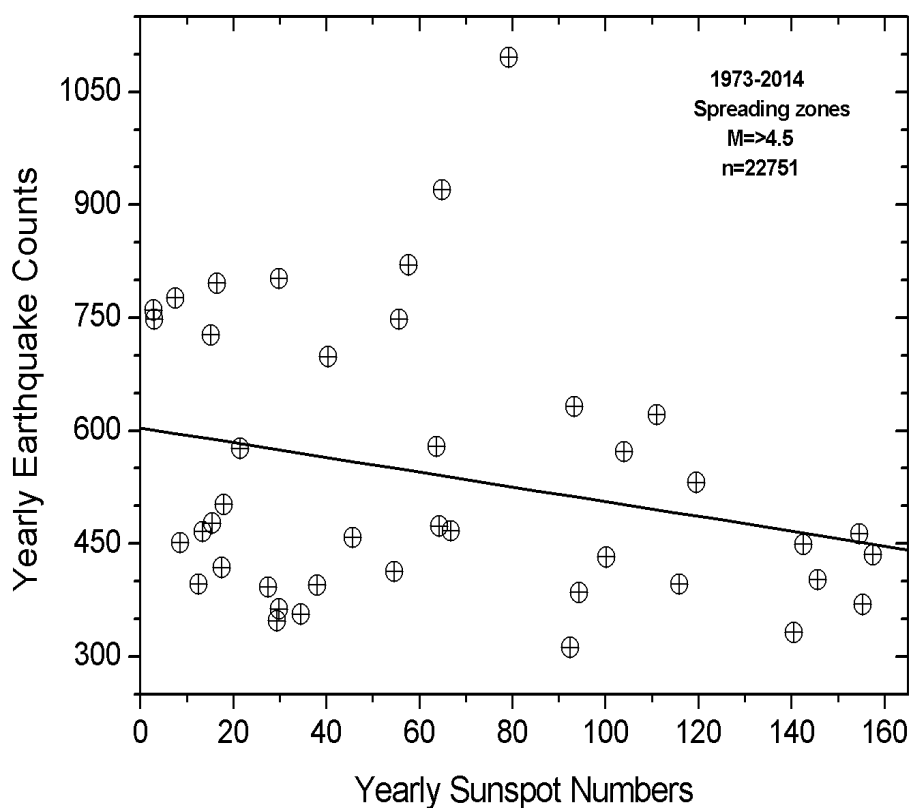


Рис. 2. Годовое количество землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$, произошедших в 1973-2014 гг. в зонах спрединга, в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен; черная прямая - линейный тренд.

Несмотря на существенный разброс данных на рис. 2, хорошо видно, что количество землетрясений уменьшается с увеличением солнечной активности. При этом в годы высокой солнечной активности, когда $SSN \geq 140$, все значения для годового количества землетрясений (6 лет) располагаются на линии тренда (одно значение) и ниже линии тренда (пять значений). То есть, в зонах спрединга сейсмичность не усиливается в годы высокой солнечной активности по сравнению с годами умеренной солнечной активности.

На рис. 3 приведено распределение годового количества землетрясений с $M \geq 4.5$ в выбранных зонах субдукции в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен. Жирная линия есть аппроксимация данных полиномом первой степени:

$$EQ = (2623 \pm 234) - (4.9 \pm 2.9) SSN,$$

с коэффициентом корреляции $R = -0.26$ и среднеквадратическим отклонением $SD = 217$.

Из рис. 3 также видно, что в годы высокой солнечной активности, когда ($SSN > 140$), значения годового количества произошедших землетрясений располагаются в основном (5 из 6) ниже линии тренда. Это говорит о том, что землетрясения, происходящие в зонах субдукции, также не вносят вклада в увеличение числа землетрясений в периоды высокой солнечной активности относительно периода умеренной солнечной активности.

На рис. 4 приведено распределение годового количества землетрясений с $M \geq 4.5$ в выбранной зоне Альпийско-Гималайского орогенного пояса в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен. Жирная линия есть аппроксимация данных полиномом первой степени:

$$EQ = (340 \pm 34) - (0.43 \pm 0.3) SSN,$$

с коэффициентом корреляции $R = -0.21$ и среднеквадратическим отклонением $SD = 96$.

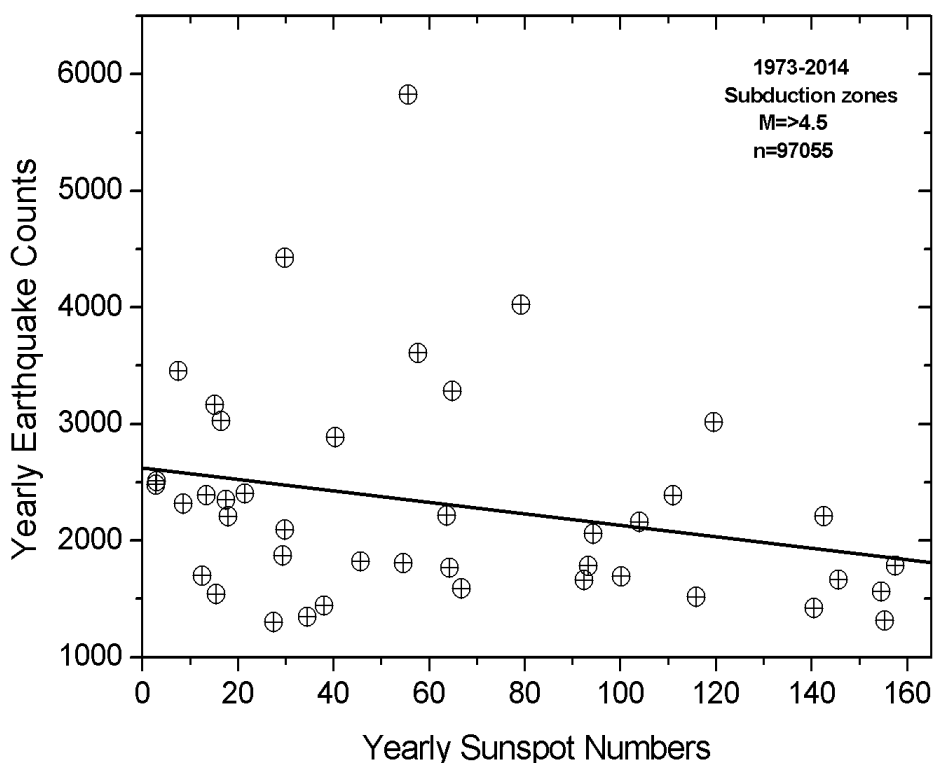


Рис. 3. Годовое количество землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$, произошедших в 1973-2014 гг. в выбранных зонах субдукции, в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен; черная прямая - линейный тренд.

Из рис. 4 видно, что, в отличие от рис. 2 и рис. 3, в годы высокой солнечной активности ($SSN > 140$) значения годового количества произошедших землетрясений располагаются выше линии тренда. Это, в свою очередь, говорит о том, что внутриконтинентальные землетрясения, во всяком случае, те из них, что происходили в

исследуемой зоне Альпийско-Гималайского орогенного пояса, могли вносить вклад в увеличение числа землетрясений при высокой солнечной активности относительно периода умеренной солнечной активности (рис. 1).

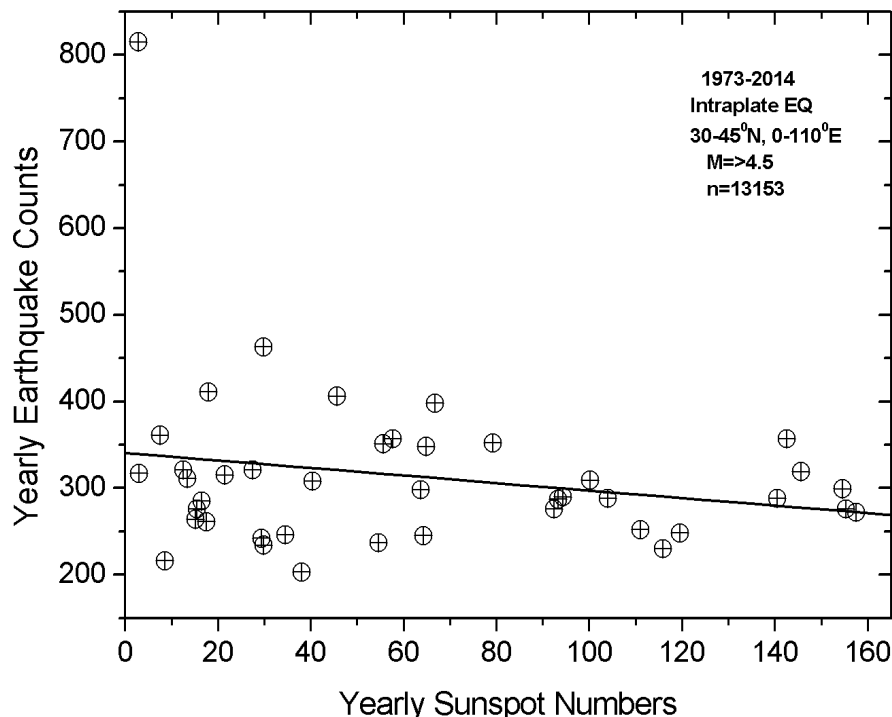


Рис. 4. Годовое количество землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$, произошедших в 1973-2014 гг. на территории орогенного пояса ($30^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{E} - 110^{\circ}\text{E}$), в зависимости от среднегодового числа солнечных пятен; черная прямая - линейный тренд.

Заключение. С использованием данных глобального сейсмического каталога NEIC за 1973-2014 гг. с магнитудой $M \geq 4.5$ и глобальной цифровой карты тектонической активности Земли DTAM-1 были исследованы вариации годового количества землетрясений в зонах спрединга, субдукции и внутриплитовой сейсмичности в связи с вариациями солнечной активности. Получены эмпирические соотношения связи между среднегодовыми числами солнечных пятен и годовым количеством землетрясений отдельно для трех типов тектонических зон. Показано, что для зон спрединга и субдукции характерен равномерный спад количества землетрясений с повышением солнечной активности от низкого уровня к высокому, а для зоны внутриплитовой сейсмичности (Альпийско-Гималайский орогенный пояс) число землетрясений сначала понижается с увеличением уровня солнечной активности от низкого до умеренного, а затем вновь повышается с ростом солнечной активности от умеренного уровня до высокого. Результаты позволяют предположить, что характер воздействия солнечной активности на внутриконтинентальные сейсмически активные районы может изменяться в зависимости от структурно-вещественного состава вмещающих пород, что может быть темой дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хачикян Г.Я., Садыкова А.Б., Джанабилова С. Связь частоты повторяемости землетрясений и сейсмической энергии Земли с вариациями солнечной активности // Научный журнал-приложение международного журнала «Высшая школа Казахстана». Поиск-Izdenis. 2014. № 2. С. 55-61.
2. Digital Tectonic Activity Map DTAM-1. <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam>.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ЗОЛОТЫЕ РОССЫПИ

Фозилов Дж. Н., Алидодов Б.А., Талбонов Р.М.
тел.: +992 37 919-02-84-16; e-mail: fozilov.tj@mail. ru
тел.: +996 37 935-63-28-54; e-mail: aliba 05 @mail. ru
тел.: +996 37 935-20-04-58; e-mail: talbonov75 @mail. ru

Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Республика Таджикистан

Россыпные месторождения Западного Дарваза представляют собой комплекс россыпей, различных по своим геоморфологическим типам. В их состав входят погребенная, современная долинная и террасовая россыпи разных уровней. Долинная россыпь протяженностью около 30 км, являющаяся основной частью месторождений, к настоящему времени уже в значительной степени выработана.

Основная часть россыпных месторождений Западного Дарваза сосредоточена в пределах бассейна реки Сарыоб – от верховья реки до кишлака Сагирдашт. Они имеют пологую депрессионную форму, вытянутую в северо-восточном направлении.

Левый борт долины реки Сарыоб крут, к нему прижимается сама река. Сложен он коренными породами полизакской и каранакской свит, на которых налегают лишь клочки прислоненных террас. Правый борт реки в начале имеет крутой подъем, а затем весьма пологую поверхность до приводораздельной части хребта Джаридарида.

Таким образом, вправо от верховья реки Сарыоб вниз образуется довольно широкое плато в виде амфитеатра, наклоненное к СВ, к кишлаку Кулумбаи-боло. От названия последнего это плато и получило свое наименование – плато Кулумба, характеризующееся высотными отметками около 3000 м на ЮЗ и до 2500 м на СВ. Последнее сложено отложениями, довольно отличными от полизака, каранака, а также четвертичных аллювиальных образований [4, 5].

Кулумбийские отложения были детально изучены В.И. Поповым в 1933 г. Этот исследователь оценивает их общую мощность в 500 м, констатирует их несогласное залегание на неогеновых и палеогеновых образованиях. Причем до их отложения имеется эрозионный врез в подстилающие породы не менее чем семисотметровой амплитуды. То есть, до их образования Сарыобская депрессия уже существовала, в чем можно видеть соответствие Кулумбийского и современного рельефа. После их образования дифференцированные движения, очевидно, сменились общим поднятием. Кулумбийская свита В.И. Поповым делится на несколько горизонтов (отделов): Кулумба-1-а, Кулумба- 1, Кулумба 1-в₁, Кулумба 1-в₂, Кулумба -1_с. Обнаженность кулумбийской свиты плохая из-за её рыхлости. Выделенные горизонты имеют различную мощность в разных пунктах, т.е. налегают один на другой с резким размывом. В.И. Попов считает, происхождение их весьма различно. Так, выделяются озерные, ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные фации. Горизонт 1-в₂ В.И. Попов считает единственно руководящим. Он характеризуется своим красным цветом за счет обилия красных пермских туфов, принесенных сюда (по Чедии) за 20 км из бассейна Возгина ледником.

Формирование кулумбийских отложений, характеризуются серым цветом и осуществлялись за счет приноса как с ЮВ, так и с ЮЗ. Разные горизонты связаны то с одной, то с другой провинцией сноса (размывались, главным образом, верхи неогена) [1].

Вопрос о стратиграфическом положении кулумбийских отложений дискусионен. Так, В.И. Попов, указывая на некоторую тождественность этих образований с даштакинскими, относит их все же к отложениям дочетвертичным. Этот вывод базируется на двух положениях: 1) время образования кулумбийской свиты, возникновение первого, достоверно установленного оледенения в Дарвазе, скорее всего, относящегося ещё к третичной эпохе. Об этом говорят остатки широколиственных растений (*Ulmus* и др.),

найденных летом в 1934 г. в основании свиты (определение А.Н. Криштафовича); новейшие данные по альпийскому и кавказскому древнему оледенению говорят о том, что древнейшие следы оледенения относятся к плиоценовым толщам, которые по своей мощности и по соотношению с последующими дислокациями и с этапами развития рельефа напоминают отложения Кулумба (Попов В.И., 1935); 2) дислокации кулумбийских отложений сложнее, нежели даштакинских; кроме более крутых углов падения здесь наблюдаются сбросы с амплитудой до 120 м [2].

Нам думается, что ни то, ни другое положения не являются вескими аргументами, так как, во-первых, синхронизация оледенений, значительно разобщенных – вещь довольно рискованная, что особенно наглядно было показано К.К. Марковым и, во-вторых, различие в плане дислокаций между даштакинскими и кулумбийскими отложениями легко объяснимо и при их синхронном образовании. Даштакинские отложения лежат почти в центре мульды Яхсуйской синклинали с очень простым рисунком дислокаций. Отложения же Кулумба расположены на контакте с Равноуским (Дарваз-Каракульским) краевым разломом, движения по которому не прекратились [1].

Все это дает нам основание придерживаться общепринятого представления о возможности корреляции отложений даштака и кулумба, тем более, что в последних были найдены, кроме флоры, остатки наземных гастропод типа *Helix* (Даниловский), указывающих на четвертичный возраст вмещающих пород. Тем не менее, если образование даштакских отложений мы имеем возможность пространственно увязать с древнечетвертичными моренами Хингоу, то кулумбийские отложения должны были формироваться обособленно от только что упомянутых в отдельной (Сарыобской) мульде.

Кулумбийские отложения. Золото имеется во всех горизонтах, т.е. в осадках различного происхождения: речного, флювиогляциального и ледникового (Чедия О.К.). Среднее его содержание до 28-30 мг/м³ массы породы.

Золотоносность отложений подтверждается также присутствием золота в аллювии пропиливающих их рек. В.И. Попов считает, что кулумбийская свита, в связи с обилием воды, удобнее для эксплуатации, чем даштакинская. Однако последняя обладает, большими запасами. Переоценка кулумбийской свиты В.И. Поповым вытекает из его основного положения о том, что более всего золотом должны быть обогащены джаридаридинские конгломераты. Это положение выводится из допущения, что основной снос материала в неогене происходил с юго-востока (бассейн Калайхумба), а джаридаридинские конгломераты находятся ближе к области сноса, чем яхсуйские.

Отложения бассейна реки Сарыоб (левый приток Хингоу). В бассейне Сарыоба наблюдается серия террас, которые в разных местах района характеризуются разным количеством. При этом террасы высокого уровня от верховья реки вниз по течению сменяются террасами более низких уровней.

В.И. Попов все террасы делит на террасы «нулевых циклов» (0^I, 0^{II}, 0^{III}) и террасы I-го, II-го, III-го и IV-го (пойма) циклов. Нулевые террасы располагаются на высоте 470-400 м над урезом воды, являются цокольными, с аллювиальной покрывкой мощностью от 10 до 30 м. Они увязываются с кулумбийскими отложениями, т.е. синхронны их верхам по своему формированию, отчего, по мнению О.К. Чедии, должны рассматриваться как древнечетвертичные. Террасы I-го цикла в среднем течении Сарыоба находятся на высоте 210-280 м над урезом воды. Согласно данным В.И. Попова, в разрезе их наблюдается чередование аллювиальных галечников и делювия, чем определяется сравнительно крутой подъем их поверхностей и обрамляющих их с юга отрогов хребта Джаридарида. Мощность аллювия - 30-40 м. Отложения эти характеризуются значительной валунистостью, в них имеются делювиально-почвенные прослои, указывающие на погребенные впоследствии части размытых террас. Террасы II-го цикла выражены по правому борту Сарыоба. Высота террас - 130-170 м, высота плотика - 100-110 м, он сложен красными кулумбийскими глинами; разрез этих террас подробно описан В.И. Поповым по горным выработкам. Из него следует, что наиболее характерным является переслаивание аллювиальных суглинистых

галечников и делювиальных суглинков, среди которых в низах и середине разреза имеются два грубо валунистых горизонта с размером поперечника валунов до 0,5 м. Террасы III-го цикла развиты в среднем течении Сарыоба близ устья р. Акба. Высота террас 85-100 м, высота плотика 32-60 м. Понижение террас происходит в направлении верховий. Отложения представлены главным образом серыми супесчаными галечниками, среди которых имеется грубо валунистый горизонт. Террасы IV-го цикла развиты в нижнем течении Сарыоба. Наносы этого цикла выполняют днища современных долин. Мощность их не более 45 м. В настоящее время эти отложения пропилены на всю их мощность рекой [2].

Довольно крутой наклон высоких «террасовых» поверхностей к Сарыобу, равно как и состав гальки, скорее, могут указывать на то, что отложения, слагающие эти «террасы», образовались за счет сноса пород хребта Джаридарида. В этом случае они есть ни что иное как слившиеся конусы выноса правых притоков реки Сарыоб в отложении их слагающие, которые по генезису своему являются пролювиальными. Степень окатанности валунов здесь не зависит от дальности переноса, поскольку коренные размываемые породы сами сложены конгломератами уже с хорошо окатанными обломками.

На обоснованность нашего представления указывают следующие факты.

- 1) Крутизна наклона высоких («нулевых») террас увеличивается к ЮВ, т.е. к подошве хребта. Кроме того, крутизна увеличивается и в других направлениях от периферии к вершине конуса. Если рассматривать эти поверхности в направлении, параллельном течению Сарыоба, то здесь наблюдается не односторонний наклон, что должно бы было быть в случае сарыобских террас, но наклон их к СВ и к ЮЗ от вершин конусов.
- 2) Концентричность поверхности высоких террас по бортам правых притоков Сарыоба наблюдается по 2 террасам, вложенным в первую, которые сохранились при выходе саев из хр. Джаридарида. Также концентрично по отношению к поверхности верхней террасы располагаются и современные днища притоков в их верховьях. Эта концентричность свидетельствует об однородном образовании всех данных поверхностей (т.е. правыми притоками).
- 3) Параллельность поверхности высоких террас современным днищам прослеживается до среднего течения притоков, или, другими словами, до перелома в продольном профиле. Отсюда начинается крутое падение русел к Сарыобу. Верхние части притоков, расположенные выше перелома, коррелируются с уровнем кулумбийских террас. Стало быть, образование пойм правых притоков выше переломов профиля было синхронным образованию поверхностей кулумбийских террас. Последующий врез Сарыоба, вызвавший образование уступов кулумбийских террас, обусловил также начало регрессивной глубинной эрозии по притокам, с чем и связывается наличие переломов.

Кроме аллювиально-пролювиальных отложений («сухих дельт», 60 м), в бассейне р. Сарыоб большим развитием пользуются также отложения делювиальные и аллювиальные. Последним объясняется чрезвычайно плохая (исключительная в условиях Средней Азии) обнаженность. В связи с этим говорить о детальности стратиграфии кайнозойских образований и об их соотношениях, без большого объема горных выработок, невозможно [3].

Золотоносность террас р. Сарыоб совершенно очевидна, поскольку бровки их повсеместно отработаны. По данным В.И. Попова, содержание в них металла максимально достигает 300-350 мг/м³. Однако основное внимание обращает на себя тот факт, что поймы как самой реки Сарыоб, так и ее правых притоков нацело отработаны. Содержание золота на

поверхности измеряется десятками миллиграмм, а в некоторых случаях и сотнями (до 700 мг/м³). На плотике (старательские разрезы с водоотливными канавами) содержание металла в некоторых местах достигало 18 г/м³. Судя по древним выработкам, золотоносными в бассейне Сарыоба являются также и элювиально-делювиальные отложения, обогащенные металлом за счет выветривания и гравитационных процессов.

По мнению О.К. Чедии, наиболее перспективными на золото являются верховья правых притоков р. Сарыоб выше перелома продольного профиля. В этих местах пойма сильно расширена. Оработаны лишь верхи аллювия. С глубиной же содержание металла возрастает. Величина переуглубления в этих местах, как сказано выше, должна оцениваться в 15-30 м. Для разведки этих участков должно быть использовано бурение, поскольку проходке шурфов будет препятствовать сильная водоносность аллювия. Для применения бурения необходимо дополнительно оценивать степень валунистости пород и площади перспективных участков.

Кафирбачинские отложения. Река Кафирбача, приток Равноу, стекает с водораздела хр. Хозретишо. Здесь, направляясь на юг вкост простирания пород, она пропиливает тавильдаринскую и хингоускую свиты Яхсуйской депрессии (водораздел). Очевидно, ранее размыву стоками подвергалась и каранакская свита. Ниже этой реки пропиливаются мел, юра, триас, пермь и равноуские конгломераты, описанные выше. В месте развилки (район впадения в Кафирбачу сая Оби-келяск) можно наблюдать, что долина здесь значительно расширена, а борта ее сложены красно-бурыми галечниками, более плотными, нежели современные, но менее плотными, чем неогеновые конгломераты. Эти галечники прислонены по правому борту к перми и мезозою, по левому - к равноуским конгломератам, от которых их отличает «тавильдаринский» цвет. От серых равноуских конгломератов они отличаются также хорошей слоистостью и залеганием.

Их прислонение обнаруживается непосредственно в обнажениях. Контакт отчетливо проявляется и в рельефе, так как эти галечники слагают 300-400 метровую широкую террасу. Вниз по течению поверхность террасы выклинивается, прижимаясь к правому борту, а высота ее, соответственно урезу воды и молодым низким террасам, повышается с 300 до 400 м (абсолютная высота 2700-2800 м).

Ниже по течению там, где эта терраса значительно размывта и сохранилась в виде узкой полосы прислоненных галечников, она в рельефе почти не выделяется. Объясняется это тем, что в гипсоносных нижнепермских толщах интенсивно развиты оползневые процессы. Интересно отметить, что коренной плотик (P₁) этой террасы, уходящий под урез воды в районе развилки, ниже по течению выходит из-под современного аллювия и, ещё ниже, постепенно поднимается до высоты около 100-200 м. В этом месте при плотиковые горизонты рассматриваемых галечников в свое время отрабатывались на золото, следы чего в виде перемытых отвалов прекрасно сохранились на высоте 100-200 м над урезом воды.

Кафирбачинские галечники в низах своего разреза (цокольные террасы) сложены грубыми валунами до 0.5 м в диаметре с поровым рыхлым гравийно-песчаным цементом. Выше они сменяются горизонтами более мелкообломочного материала с размерами от 2-3 до 10-12 см в поперечнике. Окатанность хорошая, цемент песчано-глинистый до 30 %, местами более плотный. Слоистость очень четкая по размеру галек. Цвет, как уже отмечалось, красновато-бурый, тождественный цвету тавильдаринской свиты. Состав - зеленые туфопесчаники, перекристаллизованные палеозойские известняки (не пермского облика), филлиты с кристаллами пирита (Pz₂, Хингоу), песчаники грубозернистые и гравелиты с отпечатками флоры (J₁), песчано-глинистые красноцветы, отдельные валуны (до 1 м в поперечнике) тавильдаринских конгломератов.

Наличие последних и пород, не встреченных в равноуских конгломератах, а также само положение описываемых галечников (отчасти выше по течению, чем выходы равноуских конгломератов) - все это указывает на их образование за счет сноса с севера (хр. Хозретишо). Неудивительно поэтому, что в кафирбачинских галечниках имеется золото, в то время как в равноуских конгломератах оно отсутствует.

Очевидно, эти галечники накапливались в небольшой мульде до современного эрозионного пропила ее рекой Кафирбача. Наконец, следует отметить, что на самой стрелке между Кафирбачой и Оби-келясом обнаружено между юрскими и триасовыми отложениями древнее, широтного простирания и с отвесными бортами русло, выполненное аллювием, уходящим под урез воды. Последний состоит из хорошо окатанных, плотно сцементированных валунов. Они представлены, помимо вышеперечисленных пород, гранитами - до 25 %, которые могли сюда попасть только за счет размыва самых верхов тавильдаринской и каранакской свит.

Стратиграфическое положение кафирбачинских галечников далеко не выяснено. Их несогласное залегание на неогене, гипсометрическое положение, а также незначительная дислоцированность заставляют нас, по аналогии с вышеописанными образованиями, условно отнести их к древнечетвертичному возрасту.

Золотоносность этих галечников, помимо обнаруженных О.К. Чедия древних выработок, устанавливается и следующим фактом: специально брались шлиховые пробы из пролювия, выполняющего эрозионные рытвины на галечниках и слагающего мизерные конусы у уреза воды. Опробование проводилось вблизи верхней развилки Кафирбачи, то есть, там, где нижний грубовалунистый приплотиковый горизонт уходит на глубину.

Таким образом, опробованный приплотиковый материал поступал только с верхних горизонтов рассматриваемых галечников (максимальные размеры 10-15 см). Естественно, что низы этих галечников должны быть более обогащены металлом, о чем свидетельствует факт наличия древних отработок, приуроченных к нижнему горизонту Валуны тавильдаринских конгломератов, также как и золото, могли быть принесены сюда лишь с юго-восточного склона хр Хозретишо, сложенного тавильдаринской и каранакской свитами, которые размывались истоками Кафирбачи [6, 7].

Все рассмотренные древние четвертичные отложения Дарваза, при параллелизации этого региона с южными районами Кулябской области, очевидно, грубо могут быть сопоставлены с «кулябской» свитой. В перспективе, при минимальных вложениях можно начать разработку разведанных россыпей по южным притокам р. Хингоу и в долинах рек Сарыоб, Равноу, расположенных к северу и востоку от Яхсуйского месторождения.

Наиболее дальнюю перспективу в пределах Дарвазского месторождения имеют так называемые даштакинские, сарыобское и кафирбачинское плато, ресурсы которых оцениваются разными авторами по-разному.

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В.И. Южные склоны Дарвазского хребта // Таджикская комплексная экспедиция. Л. 1933. С. 323-347.
2. Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1. Ташкент: АН УзССР. 1954. 524 с.
3. Бурачек А.Р. Золотоносные конгломераты Дарваза. АН СССР, ТКЭ, 1932. Л. 1933. С. 353-365.
4. Чедия О.К. Современное и древнее оледенение Северного Дарваза и южного склона хребта Петра I // Уч. зап. Тадж. гос. ун-та. Т. VI. Вып. 1. 1955. С. 217-224.
5. Чедия О.К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе // ДАН СССР. Т. 112. Вып. 4. 1957. С. 739-742.
6. Чедия О.К., Васильев В.А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра Первого // Тр. Тадж. Гос. ун-та. Т. 28. Вып. 1. 1960. С. 113-119.
7. Чедия О.К. К геологии золотых россыпей Южного Таджикистана // Изв. отд. геол., хим. и техн. наук АН Тадж. ССР. Вып. 1 (3). 1961. С. 181-188.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ МЕСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НАГРУЗКИ ОТ ВЕСА ВОДОХРАНИЛИЩА

Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р.
e-mail: hamidov_l@mail.ru

Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, Узбекистан

Глобальные масштабы строительства промышленных, энергетических и гидротехнических сооружений создают под этими сооружениями большие напряжения, которые оказывают существенное влияние на прочность и надежность скальных оснований. Особенно, когда строительство и эксплуатация сооружений осуществляется в горных частях региона. В основании крупных гидротехнических сооружений возникает дополнительное напряженно-деформированное состояние в дополнение к действующему фоновому. Чем больше по занимаемой площади гидросооружение, тем больший объем горных масс вовлекается в это состояние. При строительстве многокаскадных гидротехнических сооружений на очень слабых скальных основаниях, характеризующихся высокой сейсмичностью, важно знать: не превышают ли суммарные напряжения их предельную прочность. Современные способы количественного расчета ограниченного объема основания под гидротехническими сооружениями не позволяют построить полную, глобальную картину напряженного состояния основания под сооружениями. При проектировании гидротехнических сооружений в настоящее время не учитывается огромное давление воды на ложе водохранилища большой протяженности. Например, для Чарвакского каскада в Ташкентском вилояте и Нарын-Сырдарьинского каскада гидросооружений, включающих более 20 резервуаров, протяженность водохранилищ, влияющая на осадку основания под плотинами, суммарно составила более 60 км. Такое давление воды вызывало дополнительное перемещение основания под плотинами, что значительно ухудшило его проектное напряженное состояние.

Вопрос наличия или отсутствия наведенной сейсмичности на водохранилищах поднимается не впервые. Проблема является во многом спорной и неоднозначной. С учетом появления новых наблюдений, в частности сейсмологических, можно сделать вывод о том, что, моделируя процесс, мы имеем возможность оценить те силы, которые возбуждают фоновую систему сил. Сначала остановимся на анализе сведений о возможных причинах наведенной сейсмичности на некоторых водохранилищах мира, детальным обзор которых приводится в работах [1, 2, 3, 4, 5]. Затем рассмотрим проблему механизма образования наведенной сейсмичности применительно к каскадам гидротехнических сооружений, с обзором существующих геоэкологических проблем в районах эксплуатации крупных водохранилищ Узбекистана.

Согласно результатам вышеуказанных исследований, следует различать наведенную и техногенную сейсмичность. Выделение особенностей их перераспределения и большие скорости деформаций в ложе бассейна, что детально рассмотрено во многих работах, касающихся проявлений наведенной (инициированной) сейсмичности в районах эксплуатации водохранилищ [8, 9, 10, 11, 12], показало, что наведенная сейсмичность начинает проявлять себя при высоте плотины $H \geq 90$ м и при объеме водохранилища $V \geq 0,5-1$ км³.

Наведенная сейсмичность при горных работах возникает в основном в условиях подземных рудников в виде разнообразных динамических явлений, которые обычно объединены под общим названием - «горные удары», и классификация которых получила развитие в работах [14, 15, 16]. Выделяют очень слабые динамические явления с энергией меньше 10^4 Дж: стрельяние, толчки, микроудары, шелушение, заколообразование. Затем выделяют собственно горные удары — от слабых 10^4-10^5 Дж до сильных 10^6-10^7 Дж. Слабые горные удары обычно коррелируют со временем проведения буровзрывных работ и тяготеют к краевой зоне горных выработок. Сильные горные удары практически не имеют

пространственно-временной связи с буровзрывными работами, и места их проявления перемещаются в сплошные целики и в глубину массивов. Указанную наведенную сейсмичность от слабых динамических явлений вплоть до сильных горных ударов, как правило, относят к категории индуцированной сейсмичности.

В данной работе приводятся расчеты лишь по 22 водохранилищам, где наиболее ярко выражена внефоновая сейсмичность. К сожалению, начиная с середины XX века, во многих странах предпочтение отдавалось строительству крупных водохранилищ.

Нужно отметить, что, по данным [23, 24], в мире эксплуатируются 45 водохранилищ с ёмкостью каждого свыше $25 \cdot 10^9$ м³. Как показано выше, крупные водохранилища могут оказать значительное воздействие на окружающую среду [23, 24, 25, 26]. При определенных природных условиях создание крупных и глубоких водохранилищ (объемом более 1 км³), режимы их работы с периодической сработкой и заполнением могут вызывать усиление сейсмической активности (наведенную сейсмичность), что наблюдалось в районах ряда крупных водохранилищ. Такого рода землетрясения, вызванные строительством водохранилищ, произошли в районе плотины Гувер (США), Кремаста (Греция), Койна (Индия) и др. Например в России, создание глубоководных водохранилищ Братской и Усть-Илимской ГЭС привело к нарушению относительно регулярной геодинамической обстановки в регионе. С 1961 по 2010 гг. на территории, прилегающей к Братскому водохранилищу, зарегистрировано более 100 землетрясений энергетического класса $K=7-11,6$. Как отмечено в работе [25], водохранилище весом 160 млрд. т является мощным воздействием, нарушающим «изостазию территории». Известно, что наиболее яркими примерами возбуждённой сейсмичности являются землетрясения магнитудой $M>6$ в районах плотин Койна (Индия), Гувер (США), Кариба (Зимбабве), Кремаста (Греция). До наполнения водохранилищ эти районы не считались сейсмически активными.

Известно, что количество инициированных землетрясений увеличивается по мере роста высоты плотины. Опыт исследований показал, что причиной наведённой сейсмичности явилось 0,63% плотин высотой до 90 м; 10% плотин высотой 90–140 м; 21% плотин высотой более 140 м. Формированию сейсмических событий может способствовать высокоамплитудная сработка-наполнение или временная вариация давления ΔP (интенсивное срабатывание, при котором резко, за малый интервал времени меняется высота ΔH напора) на основание водохранилищ, которая вызывает быструю смену трещинно-порового давления в геологической среде и создаёт условия для смещений по ослабленным зонам горных пород. В таких случаях существует тесная корреляция между количеством сейсмической энергии и пиками водной нагрузки. Очаги таких землетрясений располагаются под ложем водохранилища и на небольшой глубине.

Анализируя модели сейсмотектонического процесса изменения деформаций вблизи водохранилищ для реальных значений геофизических параметров, на основании проведенного обсуждения двух основных категорий и механизмов образования наведенной сейсмичности, индуцированной и триггерной, возникающих при разгрузке или нагрузке горного массива сооружениями водохранилищ, можно предложить, за исключением некоторых особых случаев, основной критерий их отличия: индуцированная сейсмичность характеризуется энергией, не превышающей энергию техногенного воздействия, а к триггерной сейсмичности относятся такие события, энергия которых превышает энергию техногенного воздействия.

Таким образом, формированию сейсмических событий в большой степени может способствовать прогиб всей толщи земной коры, меняющий поперечную деформацию и происходящий под действием гравитационной нагрузки от веса водохранилища. В этом случае гипоцентры таких землетрясений концентрируются вдоль существующих разломов, но могут располагаться и на значительном удалении от водохранилища.

ВЫЧИСЛЕНИЕ МОДУЛЕЙ ВЕКТОРОВ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Хамидов Х.Л.¹, Шукуров З.Ф.²
e-mail: hamidov_l@mail.ru

¹Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, Узбекистан

²Национальный центр геодезии и картографии РУз, Узбекистан

Вычисление модулей векторов перемещений с определением уровней критического деформирования для землетрясений Западного Тянь-Шаня необходимо анализировать методами эвристических оценок и по результатам определения вариации вертикальных перемещений на поверхности земной коры. Выявление геодинамических показателей современного движения земной коры Западного Тянь-Шаня на практике сводится к высокоточным измерениям смещений поверхности Земли. В настоящее время они дают возможность достаточно удовлетворительно охарактеризовать формы изменений рельефа и тектонические движения земной коры. Эти смещения существуют в зонах сейсмоактивных разломов всегда [1, 2]. Наиболее изученными являются вертикальные движения Западного Тянь-Шаня. Ранее они определялись методом повторных геодезических профильных съемок, а в настоящее время – с применением непрерывных GPS-измерений. Для информативной и адекватной оценки предсейсмических деформационных аномалий расчеты векторов перемещений и определение уровней деформирования являются весьма актуальными.

Известно, что деформация твердого тела может быть упругой, упруго-пластической, пластической и вязкой. При снятии наложенных нагрузок эластичные деформации возвращают среду в исходное состояние без деформирования, а при упруго-пластических и пластических деформациях проявляются остаточные смещения [1, 2].

Данные, полученные в результате нестационарных наблюдений за смещениями поверхности земли после сильных землетрясений, не дали возможности разделить перемещения на отдельные составляющие по признакам их происхождения. Основной решаемой задачей при этом является определение главных значений модулей векторов перемещений с определением уровней критического деформирования для конкретных землетрясений исследуемого района. Во многих случаях приходится ограничиваться грубым предположением линейной обусловленности масштаба смещений от размеров блоков [3]. Поэтому здесь используется метод, базирующийся на эмпирических расчетах данных о происходящих смещениях и деформациях. Для правильной интерпретации наблюдаемых на поверхности смещений и соответствующих им деформационных процессов необходимо иметь в виду, что регистрируемые морфологические показатели, так же, как и структура полей смещений, могут наблюдаться на некотором расстоянии от точек измерения. Следовательно, чем крупнее блок, определяемый особенностью поля, тем глубже распространяется соответствующая ему особенность движения [3].

Проведенные исследования – это еще один шаг к количественной оценке деформаций горной зоны Западного Тянь-Шаня, благодаря использованию в процессе съемки перемещений высокоточных GPS-приборов. Все данные проанализированы с использованием ГИС-технологий.

В качестве примера рассмотрим соотношение геодинамических показателей для части горных зон Западного Тянь-Шаня [4]. Приведем краткие характеристики ряда сейсмических событий.

Ташкентское землетрясение 22 августа 2008 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=4.6$; глубина первоначальная $H=10$ км; приурочено к Приташкентскому разлому Чаткальских гор, глубина до $h=5$ км; длина более $z=40$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=0.87 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности около $r_0=7$ км; радиус площади сильных поднятий $R=1.3$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=21$ мм; протяженность очага $a=3500$ м; на поверхности асфальтированных дорог и в

бортах внутренних водоемов в центральной части города имеются трещины протяженностью от 2 до 30 см; афтершоками не сопровождалось.

Туябугузское землетрясение 24 мая 2013 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=5,2$; глубина первоначальная $H=15$ км; приурочено к Пскентской группе локальных разломов Чаткало-Кураминской горной зоны; деформация в очаге $\varepsilon_0=1,78 \times 10^{-4}$; согласно эмпирическим расчетам, радиус площади поднятия поверхности около $r_0=14$ км; радиус площади сильных поднятий $R=2,5$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=25,7$ мм; протяженность очага $a=4500$ м; на поверхности четвертичных отложений и в бортах Туябугузского водохранилища и каналов имеются трещины длиной от 8 до 70 см; сопровождалось афтершоками в пределах $M \geq 3$.

Маржанбулакское землетрясение 26 мая 2013 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=6,2$; глубина первоначальная $H=20$ км; приурочено к Нуратино-Гобидунской группе локальных разломов Нуратинской горной зоны; деформация в очаге $\varepsilon_0=4,54 \times 10^{-4}$; согласно эмпирическим расчетам, радиус площади поднятия поверхности около $r_0=26$ км; радиус площади сильных поднятий $R=4,5$ км (особенно в поселке Гобидун и северо-западном направлении поселка Маржанбулакского ГМК); максимальное перемещение поверхности $v_{max}=30$ мм; протяженность очага $a=7000$ м; на поверхности четвертичных отложений и асфальтированных дорог, в бортах водохранилища рыбного хозяйства, вблизи пос. Жума и каналов имеются трещины протяженностью от 10 до 80 см; сопровождалось афтершоками в пределах $M \geq 3$.

По данным геодезических измерений Ярмухамедова А.Р., Якубова Д.Х. составлена карта современных движений Узбекистана в масштабе 1:1000000. Она основывалась на компилятивных и собственных геолого-геоморфологических материалах авторов, полученных на геодинамических полигонах Узбекистана. Подобная карта составлена и для территории Восточного Узбекистана в масштабе 1:500000 [1].

Сравнительные данные по полигонам Узбекистана свидетельствуют о различном характере проявления активности земной коры в этих районах. На Кызылкумском полигоне скорость вертикальных смещений в равнинной зоне составляет от 2...-3 до -2...-4 мм/год, в горах – до 12–15 мм/год, в зонах разломов – до 18–22 мм/год. На Ташкентском полигоне скорость в равнинной зоне составляет до 15 мм/год, в предгорьях – до 10–15 мм/год, в горах – до 60 мм/год, в зонах разломов – до 30 мм/год, при движениях, связанных с сейсмическими событиями, – более 40 мм/год. На Ферганском полигоне скорость на равнине составляет 10–15 мм/год, во впадинах – в пределах -10 мм/год, предгорьях – до 20–24 мм/год, зонах разломов – до 30–40 мм/год. На основе этих данных построено распределение вертикальных перемещений Чаткало-Кураминской горной зоны. При этом началом точки измерений выбран нивелирный знак, высота которого не менялась за период времени повторных расчетов [4].

По направлению запад-восток наблюдается хорошее количественное и качественное соответствие расчетных данных с данными нивелировок, хотя точка с максимальным поднятием оказалась сдвинутой на 1,5-2 км в западном направлении от своего места на западе Чаткальской горной зоны. В направлении север-юг от Кураминской зоны такое соответствие соблюдается на 2/3 площади выбранного участка. Сравнение численных значений по направлениям с картой современных движений исследуемых зон и прилегающих территорий показало, что уровень возможного поднятия в северо-западном направлении с 15% -ым отклонением опережает такой же уровень поднятия в юго-восточном направлении. Отклонение значений, рассчитанных на базе модели, в среднем составляет от 3 до 17%. По зоне афтершоков можно определить, что длина основной деформируемой зоны составляет: $a_0=7$ км; $b_0=1,3$ км. Уровень деформации в очаге – около 2% (по данным Уломова В.И. [5], $\varepsilon_0=1,9 \times 10^{-4}$). Максимальное смещение, по данным из работы [5], составляет $V_{01}=35$ мм, по теоретическим расчетам – $V_{01}=32$ мм. Сброс напряжений – $\Delta\sigma=6$ МПа. Средняя скорость современных вертикальных движений в этом районе, по данным из источника [3], составляет $U_1=1-3$ мм/год. Поскольку деформация ε_0 в работе [1]

рассчитывалась для динамического сброса и квазистатическая вариация напряжений, согласно [3], на порядок меньше, то и деформацию можем принимать $\varepsilon_0 \approx 2 \times 10^{-5}$. Для расчетов использованы следующие формулы для вычисления полного вектора смещений:

$$\lg W_{\text{эмп}}^1 = 0,767M - 3,534,$$

где M – магнитуда, и формула апробирована при Ташкентском землетрясении 1966 г. [4];

$$\lg W_{\text{эмп}}^2 = 2,22 \lg 2r - 0,967,$$

где $\lg r = 0,275M - 0,595$; r – область существенных деформаций на поверхности Земли, и формула апробирована при Мацусирском землетрясении 1965 г. в Японии [4, 5];

$$\lg W_{\text{yii}}^4 = \lg W_{\text{yii}}^1 - d_{\delta\delta} \cdot i_{\delta\delta}$$

где $\lg d_{\text{mp.omp}} = 0,6M - 4,0$; $d_{\text{mp.omp}}$ – максимальная ширина раскрывшейся на поверхности трещины; формула апробирована при Газлийском землетрясении 1984 г. [5].

$$\lg W_{\text{эмп}}^5 = 0,63M - 2,73$$

где M – магнитуда; формула апробирована при новозеландских землетрясениях с 1965 по 1975 гг. [5].

В табл.1 приведены рассчитанные значения вертикальных смещений при землетрясениях в Западно-Тянь-Шаньском орогене и сопоставление их с эмпирическими данными в мм.

Таблица 1.

Компоненты перемещений мм/ деформации	Смещения/деформация при землетрясении		
	Ташкент 2008г. (H≈10км)	Гуябугуз 2013г. (H≈15км)	Маржанбулак 2013г. (H≈20км)
Перемещение/деформация (нивелировка)	22,6/ 0,76x10 ⁻⁶	27,5/0,91x10 ⁻⁶	30,2/1,01x10 ⁻⁶
Полное перемещение (эмпирические расчеты) / деформация	16,6/0,17x10 ⁻⁵	25,3/0,17x10 ⁻⁵	21,3/0,1x10 ⁻⁵
	23,8/0,24x10 ⁻⁵	34,6/0,23x10 ⁻⁵	34,6/0,17x10 ⁻⁵
	22,1/0,22x10 ⁻⁵	20,2/0,13x10 ⁻⁵	33,4/0,17x10 ⁻⁵
	23,9/0,24x10 ⁻⁵	21,3/0,14x10 ⁻⁵	35,8/0,18x10 ⁻⁵
	18,7/0,19x10 ⁻⁵	27,3/0,18x10 ⁻⁵	27,3/0,14x10 ⁻⁵
Оценки средних смещений	21,6	25,7	30,5

Известно, что в основе упругих деформаций, как правило, лежат обратимые смещения атомов от положения равновесия. В основе пластических деформаций лежат необратимые перемещения атомов [1, 2, 4].

Обсуждение результатов. В большинстве практических случаев наблюдаемая деформация представляет собой совмещение нескольких одновременных простых деформаций. В конечном счёте любую деформацию можно свести к двум наиболее простым формам: растяжению (или сжатию) и сдвигу. В конце прошлого столетия активно привлекалось к оценкам сейсмотектонических деформаций количество горизонтальных перемещений. Вертикальные перемещения измерялись и изучались с помощью геодезических профильных съёмок, особенно в Приташкентской и Каржантауской разломных зонах Чаткальской горной системы. На основе циклических измерений и анализа данных по Каржанауской флексурно-разрывной зоне получены результаты в векторной форме. Оценки деформаций проведены для периодов до Ташкентского землетрясения 2008 года ($M=4,8$; $J=6-7$ баллов), а также сезонных эксплуатаций Чарвакского водохранилища, чашу которого эта флексурно-разрывная зона пересекает продольно - от эпицентра Таваксайского (1977 г., $M=5,2$, $J=8$) землетрясения до эпицентра Бручмуллинского 1959 г., ($M=6,2$, $J=9$). В результате сравнения этих определений с полученными оценками для Приташкентской сейсмогенной зоны можно определить низкоамплитудные отклонения деформации в пределах до 10^{-5} . Следы возможных движений тоже будут соответствовать

смещениям в пределах этих же деформаций и не более. При этом вертикальные движения будут проявляться по всей зоне GPS-съемок в компонентах смещений. Все землетрясения, указанные выше, изначально создавали те предельные упругие деформации, по которым трещинообразование возникало в пределах энергетических оценок Гриффитса, и их линейное отражение на поверхности будет представлено такими трещинами в пределах вычисленных нами деформаций для скальных пород, только в более низких масштабах.

Таким образом, анализируя перемещения, влияющие на деформацию исследуемой зоны в период работы сейсмических очагов, можно отметить ряд особенностей:

- сильным землетрясениям в Западном Тянь-Шане, в том числе в Приташкентской сейсмогенной зоне, соответствуют низкоамплитудные отклонения деформации, и возможные движения оставляют след в виде дополнительных вертикальных или горизонтальных перемещений на поверхности Земли предельной деформацией порядка 10^{-5} . В этом случае предсейсмическими аномальными параметрами, достаточно информативными перед сейсмическими событиями могут являться деформометрические данные;

- вертикальные перемещения проявляются по всей зоне GPS-наблюдений в параметрах смещений и с большей интенсивностью в пунктах измерений, расположенных в сейсмогенной зоне, в которой накапливаются дополнительные силы, что не противоречит общепризнанным основам процесса подготовки очагов землетрясений;

- деформации на поверхности при осредненных значениях глубин очагов получились «предтрещинообразовательными», согласно Гриффитсу, только для скальных пород. Поэтому при макросейсмических обследованиях практически во всех эпицентральных зонах, обследованных выше землетрясений, обнаружены только лишь мелкие трещины в низкоскоростных четвертичных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Среднего Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Ташкент: Фан. 1988. 163 с.
2. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122.
3. Хамидов Х.Л. Возможные избыточные напряжения в очагах тектонических землетрясений Западного Тянь-Шаня // ДАН РУз. № 4. Ташкент. 2014. С. 44-48.
4. Хамидов Л.А. Изучение распределения напряжений в Чаткало-Кураминской горной зоне // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений. Ташкент. 2004. С. 191–197.
5. Уломов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан. 1974. 276 с.

МОНИТОРИНГ РАЗЛОМОВ И ЛИНЕАМЕНТОВ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ, ИНДУЦИРУЮЩИХ ГЕОРИСКИ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Шакиров А.Э., Усупаев Ш.Э.

тел.: +996 312 617208; 0552358642; e-mail: a.shakirov@caiag.kg

тел.: +996 312 555775; 0555888032; e-mail: sh.usupaev@caiag.kg

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек, Кыргызская Республика

Инструментальные измерения разломов и линеаментов, как самостоятельных геологических тел, несущих угрозы жизни населения при проявлении землетрясений, не получили достаточного исследования в Кыргызстане [1-4].

В работе приводятся результаты инструментальных мониторинговых измерений ширины тектонических активных разломов как самостоятельных геологических тел на примере Иссык-Атинского и Чон-Кеминского разломов.

Геомагнитные зондирования были проведены на Иссык-Атинском разломе на южной окраине г. Бишкек в 2010 и повторно в 2015 гг.

Также осуществлены геомагнитные измерения Чон-Кеминского разлома, где 3 января 1911 г. произошло 11-бальное катастрофическое землетрясение, и в настоящее время, из-за периодичности событий, вероятны повторные сейсмокатастрофы.

Впервые инструментально прозондирован геомагнитным методом дискусионный Транс-Иссык-Кульский линеймент, секущий Чон-Кеминский разлом.

Выше приведенные разломы и линеймент несут угрозы, так как сопряжены с городами, селами и инфраструктурой населенных пунктов и размещены в Северном Тянь-Шане.

Иссык-Атинский активный разлом, по геологическим данным, кулисно расположен в виде краевого разлома и субширотно прослеживается от долины р. Аксу на западе, где сочленяется с Чонкурчакским разломом, далее на восток, отделяя зону низких предгорных инверсионных блоков от Предкыргызского прогиба и Чуйской впадины. Длина разлома составляет более 150 км [1, 2].

По данным палеосейсмического тренчинга на указанном разломе Корженковым А.М. (2007 г.) получены абсолютные датировки сейсмокатастроф, число которых за последние 3 тыс. лет составило 6 с интенсивностью более 9 баллов.

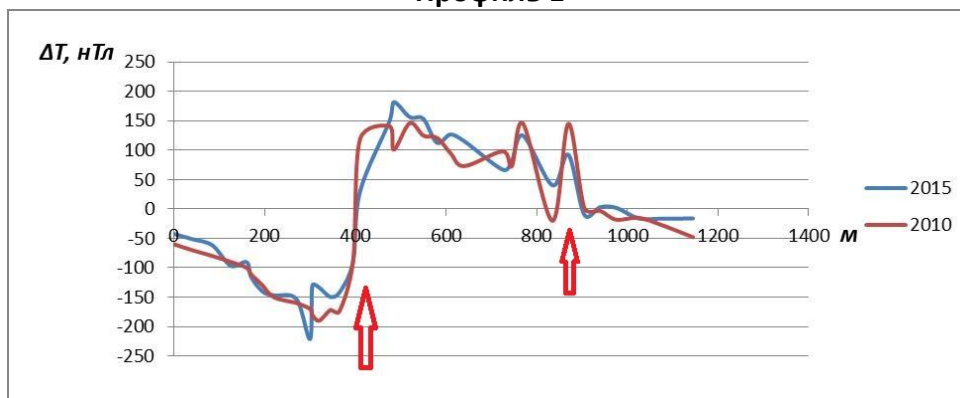
Наиболее близкое к нам сильное землетрясение вдоль Иссык-Атинского разлома произошло 3 августа 1885 года, это 9-бальное Беловодское землетрясение, приведшее к активизации зоны разлома на протяжении 20 км, с амплитудой вертикального смещения более 1,5 м [2-4].



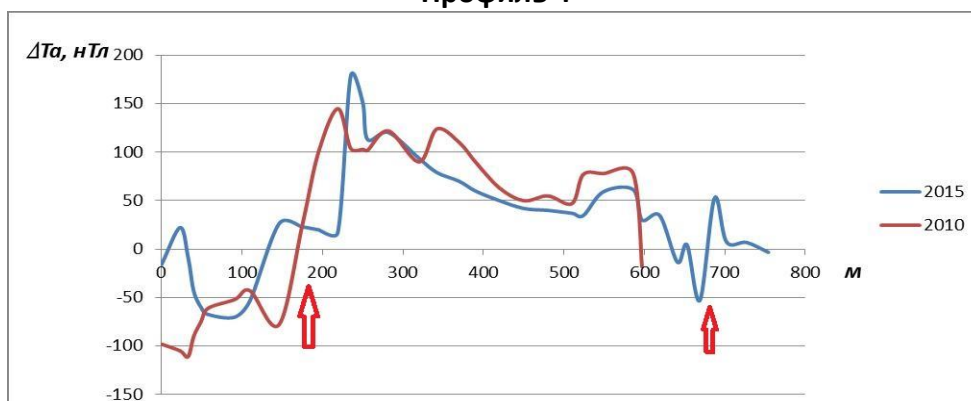
Рис. 1. Космоснимок с профилями магнитометрического зондирования Иссык-Атинского разлома в 2010 и 2015 годах.

В СНиП КР 31-02:2007 «Проектирование и застройка территорий, примыкающих к Иссык-Атинскому разлому города Бишкек» до сих пор на карте СМР выделяется центральная линия Иссык-Атинского разлома, от которой, параллельно облекая линию разлома, на север и юг расположены зоны шириной 500 м (с рыхлым покровом до 1 м), 1000 м (с рыхлыми отложениями до 1 м) и 1500 м – зоны риска влияния исследуемого активного разлома [1].

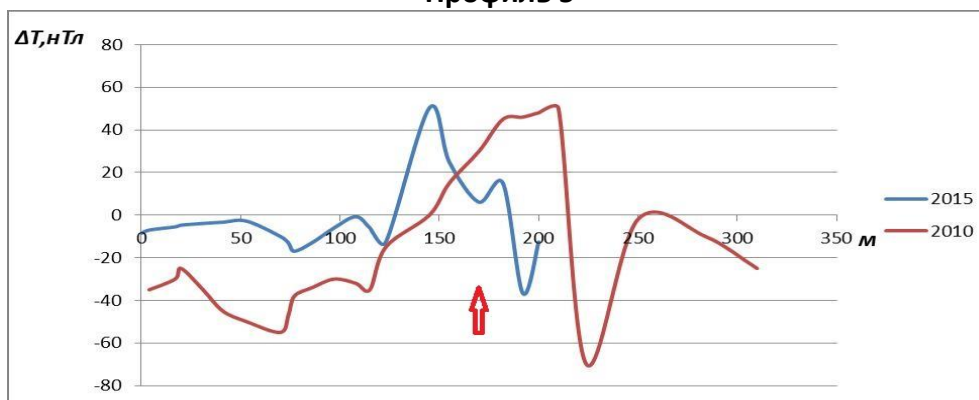
Профиль 1



Профиль 4



Профиль 5



Профиль 6

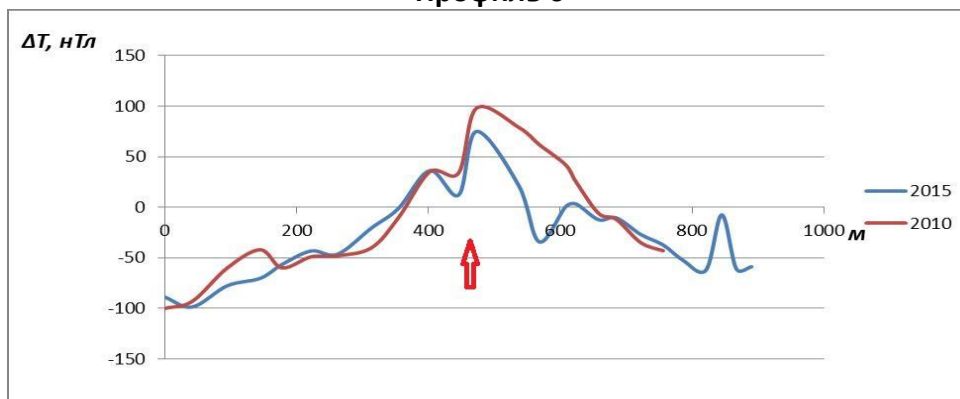


Рис. 2. Графики изменения аномального магнитного поля по профилям мониторинга Иссyk–Атинского разлома за 2010 и 2015 гг.

На рисунке 1 линиями белого цвета показаны 4 профиля, пройденные вкрест простирания Исык-Атинского разлома в 2010 и 2015 годах, что позволило осуществить мониторинг за возможными изменениями в течение 5 лет на данном активном разломе, несущем угрозу для населения г. Бишкек.

Профили измерений в 2010 г. вкрест простирания Исык-Атинского разлома состояли из 119 точек измерений, с шагом от 10 до 20 метров между точками съемки, соответственно в следующем количестве: PR1 – 30, PR4 – 35, PR5 – 14, PR6 – 20 пунктов измерений [4].

Инструментальные геомагнитные измерения, в результате обработки и интерпретации данных, показали, что ширина исследуемого разлома, в отличие от представленных в нормативных документах, неодинакова и изменчива и варьирует от 40 до 390 метров. Ширина разлома, по измеренным и обработанным геомагнитным данным, составила по профилям соответственно: PR1 – 260 м, PR4 – 390 м, PR5 – 40 м, PR6 – 249 м [2, 4]. На рисунке 2 приведены графики изменения аномального магнитного поля по профилям мониторинга Исык-Атинского разлома за 2010 и 2015 гг., где данные повторных геомагнитных измерений показали, что ширина и вероятные углы падения разлома (а – южная, б – северная части расщепленного Исык-Атинского разлома) составляют: для ПР1: а – 200 м (85 град.), б – 100 м; для ПР4: а – 190 м (75 град.), б – 80 м; для ПР5 – 100 м (50 град.); для ПР6 – 280 м (45 град.).

На рисунке 3 представлен космический снимок с расщепленным на 2 части Исык-Атинским разломом на южной окраине г. Бишкек, где выявлено, что западная часть разлома, по предварительным данным, имеет крутизну падения на юг от 45 до 50 град. и испытывает тенденцию знака растяжения; центральная часть, восточнее р. Ала-Арча, расщепляется на две (южную, более широкую, и северную, более узкую) части разлома, крутизна которой возрастает до 75-85 град., а в крайнем восточном крыле две части разлома соединяются при крутизне падения разлома 72 град. и, вероятно, не испытывают знаки растяжения или сжатия.



Рис. 3. Космический снимок с расщепленным на 2 части Исык-Атинским разломом на южной окраине г. Бишкек.

На рисунке 4 представлен космический снимок с детальным расположением Исык-Атинского разлома на южной окраине г. Бишкек. В зоне влияния Исык-Атинского активного разлома в настоящее время продолжается массовое строительство жилья гостиничного типа, которое приближено к красной черте, что повышает риски для жизни и инфраструктуры населенных пунктов.



Рис. 4. Космический снимок с детальным расположением Иссык-Атинского разлома на южной окраине г. Бишкек.

Кеминское землетрясение 4 января 1911 года (22 декабря 1910 года по старому стилю) произошло в долинах рек Чон-Кемин, Чилик и Чон-Аксу. Сила подземного толчка в городе Верном (современный Алматы) составила 9-10 баллов и привела к значительным разрушениям и человеческим жертвам. Магнитуда – 7,7. Глубина гипоцентра – 25 км. Расположение эпицентра: $43,5^{\circ}$ с.ш. и $77,5^{\circ}$ в.д. Кеминское землетрясение является сильнейшим в Средней Азии [2, 3].

По данным Богдановича К.И., Резанова И.А (1980 г.), область полного разрушения (9-11 баллов) захватила территорию площадью 15 тыс. км². Длина разломов достигла 100 км. Образование разломов следовало одно за другим. Землетрясение длилось необычайно долго, более 6 минут ощущались сильные колебания в г. Алматы. Землетрясение охватило огромную территорию. Горные хребты и долины были рассечены разломами протяженностью до 200 км [2-4].

В настоящее время ожидается, по периодичности (80–100 лет), повторная активизация подобной сейсмокатастрофы.

На рисунке 5 приведен график изменения аномального магнитного поля вкострости простираения Чон-Кеминского разлома в центральной части одноименной долины, который показал, что с севера на юг выделяются три разлома (1. Северо-Чон-Кеминский; 2. Центрально-Чон-Кеминский и 3. Южно-Чон-Кеминский), каждый из которых имеют ширину соответственно: 500 м, 150 м и 170 м.

Транс-Иссык-Кульский линеймент, пересекающий по диагонали три выше выявленных Чон-Кеминских разлома, восточнее села Тегирменты, по магнитометрическим измерениям, имеет ширину 1700 м

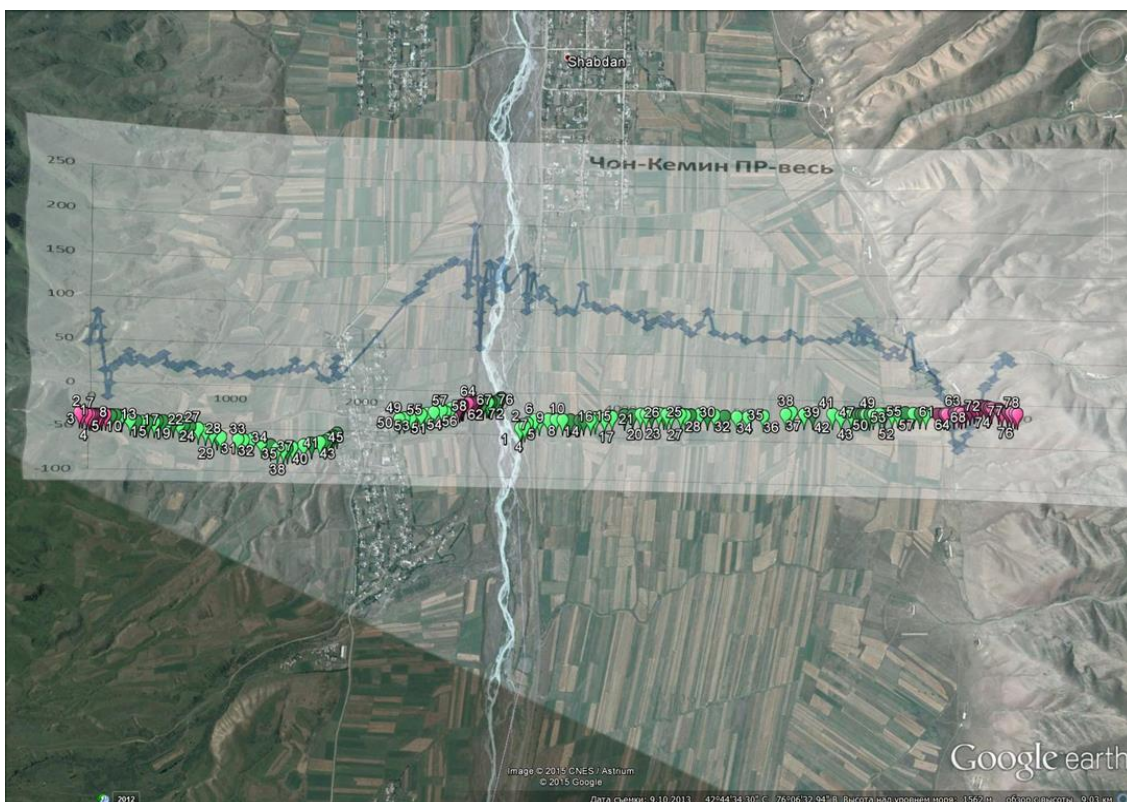


Рис. 5. Космический снимок с графиком изменения аномального магнитного поля вкrest простираения Чон-Кеминского разлома в центральной части одноименной долины.

Выводы

1. С интервалом 5 лет осуществлены геомагнитные зондирования по 4 профилям вкrest простираения активного Иссык-Атинского разлома, который имеет различные показатели ширины и расщеплен на 2 части в южной части г. Бишкек.
2. Инструментально получены данные о ширине и количестве частей Чон-Кеминского разлома, подтверждено наличие Транс-Иссык-Кульского линеамента и определена его ширина.

ЛИТЕРАТУРА

1. СНиП КР 31-02:2007. Проектирование и застройка территорий, примыкающих к Иссык-Атинскому разлому г. Бишкек. Бишкек. 2007. 11 с.
2. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Шакиров А.Э., Абдыбачаев У.А. Протонно-магнитометрическая инструментальная пешеходная съемка особенностей строения активного Иссык-Атинского разлома в южном окончании города Бишкека / В кн.: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (издание 8-ое). Бишкек: МЧС КР. 2011. С. 67- 68.
3. Marco Pilz, Tanatkan Abakanov, Kanatbek Abdrakhmatov, Dino Bindi, Tobias Boxberger, Bolot Moldobekov, Sagynbek Orunbaev, Natalya Silacheva, Shahid Ullah, Sheyshenaly Usupaev, Pulat Yasunov, Stefano Parolai. An overview on the seismic microzonation and site effect studies in Central Asia // Annalis of Geophysics. 58. 1. 2015. P. 1-14.
4. Шакиров А.Э., Усупаев Ш.Э. Магнитное зондирование линейных тектонических структур линеаментов и разломов Кыргызского Тянь-Шаня // Современные техника и технологии в научных исследованиях: материалы докладов VII Международной конференции молодых ученых и студентов 25-26 марта 2015 г. в г. Бишкеке. Бишкек: НС РАН. С. 131-139.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИГН-НАГРУЗОК ОТ ГЕОРИСКОВ В МЕГАПОЛИСЕ ДУШАНБЕ

Шарифов Г.В., Усупаев Ш.Э.

тел.: +996 312 555775, 0555 888032; e-mail: sh.usupaev@caiaq.kg;

тел.: +992 37 238 12 92, 0773 004590; e-mail: gulsharifov@mail.ru

Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Республика Таджикистан

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ),

г. Бишкек, Кыргызская Республика

Исследования инженерно-геономических (далее ИГН) воздействий нагрузок от георисков природного, техногенного и экологического характера особенно важно проводить для урбанизированных территорий густонаселенных пунктов [1-3].

Основополагающими условиями для развития территории города Душанбе и его агломерации являются физико-механические свойства пород, климатические аномалии, высокая сейсмичность и активная техногенная нагрузка. Мегаполис Душанбе по инженерно-геологическим условиям располагается на сочленении Гиссаро-Алайского региона и Южно-Таджикской депрессии.

Современные экзо- и эндогенные опасные геологические процессы и явления представлены полным набором типов и парагенетических ассоциаций, которые, при их активизации, зависят от характеристик физико-механических свойств грунтов. Ландшафты поймы и надпойменных террас – это зоны аккумуляции селей и нередко территории заболачивания.

Среднегорные ландшафты и предгорья южного борта Гиссарской долины – территории по типу площадного развития оползневых процессов и территории с активным проявлением селей, развивающиеся практически параллельно, во взаимоотношении.

Предгорные районы в пределах высокого и низкого уровней адыров – территории сложного парагенетического перекрещивания по типу: комплекс площадного развития оползневых процессов с площадным поражением оврагами; комплекс площадного развития оползневых процессов с площадным поражением оврагами и территории с активным проявлением селей.

Бассейн реки Варзоб и верхнее течение рек всех долин, стекающих с Гиссарского хребта, в зависимости от строения склонов, климатических условий, характеризуются почти сплошным поражением селями и осыпанием, а адырные предгорные территории отмечены массовым проявлением оползней различного типа и овражной эрозией (табл. 1).

Для города Душанбе и его агломерации современное развитие процессов, особенности инженерно-геологических условий, характер и масштаб проявления процессов можно отнести к следующим типам:

- горные районы южного склона Гиссарского хребта (бассейн реки Варзоб) – территории с активным проявлением селей. Сели преимущественно эрозионного, реже эрозионно-гравитационного зарождения со снежно-ливневым характером водной питающей. Частота проявления – ежегодная, сезонная (до нескольких раз в сезон). Объемы единовременных выносов - от нескольких тысяч до 80 тысяч м³; отдельно следует выделить массовое проявление лавин;

- межгорные впадины (Зиддинская, Такобская) – территории пересечения и парагенетических ассоциаций по типу площадного развития оползневых процессов и территории с активным проявлением селей, или совместное проявление этих процессов. Особенно наглядными примерами для этих территорий являются склоны и участки междуречий Каратаг-Ханака; Лучоб-Варзоб в пределах пригородов города Душанбе и Иляк – Кафирниган (Файзабадский район). Преобладают оползни скольжения и течения с лессовых покровов адыров или красноцветных отложений мезокайнозоя. Объемы колеблются от 10 до нескольких сотен тысяч кубометров.

Таблица 1. Геориски на территории мегаполиса Душанбе

Районы	Наименование объекта и его привязка	Типы угрожающих процессов	Ведущий процесс и первоочередные меры по снижению опасности и защите
Шахринав	Село Гулбутта - долина р. Каратаг, в 4км к СЗ от пос. Каратаг	Э – рост оврагов, оползневые смещения объемом 5-7 тыс. м ³ . С – грязе-каменные, оползневого зарождения. Оп – обрушения и срезания по бортам оврагов.	- уточнить степень современной опасности.
	Пуштимийёна - левый борт р. Кафарниган	Оп – оползень с возможным перекрытием реки Каратаг, I надпойменная терраса.	- разработать экстренные меры на случай перекрытия реки Каратаг.
Турсунзаде	Село Гулхоз - долина р. Лавоб, в 14,6 км к СЗ от г.Турсунзаде	Оп – оползень в стадии развития, объем - 35 тыс. м ³ . С – склоновые. Э – активные овражные врезы.	- реальная угроза схода; - запрещение глубоких подрезок при строительстве; - установление охранных зон;
Гиссар	Авзикент- северный склон г. Гурген, в 3,5 км к ЮЗ от пос. Гиссар	Оп – крупные оползни-потоки и скольжения с захватом коренных пород, объемом до 10 тыс. м ³ ; развитие трещин шириной 20-30 см. К – суффозионные воронки на старых оползнях.	- уточнить степень современной опасности; - применение защитных и профилактических мероприятий;
	Булбулчашма - левый борт р. Ханака, в 2,5 км к Ю-ЮЗ от пос. Гиссар	П – просадка активная, сезонная, с трещинами-заколами, деформирующими жилые строения. Длина трещин 50-60 м, зияние 3-5 см.	- мероприятия по гидроизоляции каналов и арыков; - ограничение полива на приусадебных участках.
	Истони - левый борт ручья Рагоба, в 10 км от пос. Гиссар к С-СЗ	Д – подмыв, обрушение бортов сая. Оп – обвал по правому борту при подмыве. Стенка срыва вплотную подошла к одному из домов, разрушено полотно автодороги. -	Ведение мониторинга за оврагами, в стадии развития оползней, мелких оплывов на склоне и по бортам оврагов.
Гиссар	Иттифок- правый борт долины р. Ханака, в 5,5 км к ЮВ от поселка Гиссар	Оп – оползень-поток с 2 языками общим объемом 540 тыс. м ³ и длиной перемещения языков 1200 м. Возможно перемещение грязевого потока, развитие трещинных зон, размыв старого массива.	Оползень в стадии развития: - детальные инженерно-геологические исследования вплоть до организации стационаров.
	Лойоб - междуречье Ханака-Лучоб, верховье руч. Чойракарон, в 6 км к СВ от пос. Шахамбари	Оп – скольжения объемом до 15 тыс. м ³ , крупные по оврагам, с угрозой перекрытия днища. Э – активная овражная со скоростью отступления бортов до 5 м за год и ростом в глубину на 3-5 м в год.	- закрепление бортов оврагов; - регулировка поливных и поверхностных вод.
	Окулииболо-левый борт р. Ханака, ЮЗ склоны плато Уртабуз, в 7 км к ЮВ от пос. Гиссар Окулипоён в 0,2 км к ЮВ от пос. Гиссар	Оп – проявление сейсмогенных оползней внезапного разжижения в эпицентральной зоне Гиссарского землетрясения объемом до 12 млн. м ³ , с большой зоной поражения при избыточным переувлажнении. Пр – проявление блоков просадок и трещин вдоль трасс канала. Э – склоновый размыв по суффозионным воронкам и участкам просадочных трещин.	Оползни сложные сейсмогенные: - детальное инженерно-геологическое изучение условий развития процессов; - организации постоянного стационарного наблюдения за условиями эксплуатации территории.
	Рохати - междуречье Лучоб-Ханака	Оп – оползни скольжения, течения, объемом до 40 тыс. м ³ , соединённых серией зияющих трещин-заколов.	Оползни в стадии активного развития: - детальное изучение ситуации.

Районы	Наименование объекта и его привязка	Типы угрожающих процессов	Ведущий процесс и первоочередные меры по снижению опасности и защите
	Тахт - правый борт реки Ханака, в 1,5 км к С от кишлака Кавшдузон	Оп – реальная, формирование оползня скольжения объемом до 100 тыс. м ³ по бортам оврага. Э – овраг активный, глубиной до 40 м с оползневыми смещениями по бортам.	Овраги активные: - установить охранные зоны в 50 м; - запретить строительство без предварительного исследования ситуации;
	Ташбулок- южный борт Гиссарской долины в 7 км к ЮЗ от пос. Гиссар.	Оп – сплывы, оплывины, оползни старые и активные современные в комплексе с активной склоновой эрозией. Э – склоновая и овражная эрозия в пределах жилой зоны и на склоне. Овраги сопровождаются обрушениями бортов.	- запрещение самовольного строительства; - детальные инженерно-геологические исследования, оценка возможности дальнейшего проживания на обследованной территории;
	Узонхур- правый борт реки Ханака в пределах высоких адыров.	Оп – скольжения объемом 5-6 тыс. м ³ у окраины кишлака. Э – активная овражная эрозия с обрушениями по бортам в малых масштабах.	- противозрозийные мероприятия с контролем застройки; - установление охранных 40 метровых зон.
	Чангоби-Карсанг - левый борт долины р. Хонака, в 1,5 км от кишлака Кипчак	Оп – древний, сложного типа, объемом более 3 млн. м ³ , с активизацией в 1992 г. объемом до 1,5 м ³ в сопровождении склонового и овражного размыва.	Оползень в стадии активизации: - периодические наблюдения за состоянием оползневого массива.
	Варманик - верховье ручья Такоб, левый борт, в 3,5 км восточнее рудника Такоб	С – водо-каменные, различных объемов, по долине. Оп – действующий, скольжение (объемом до 100 тыс. м ³), переходящий в грязевый поток. Э – активная, склоновая.	Оползни и сели с самостоятельными зонами поражения: - обследования для уточнения опасных зон.
Варзоб	Дагана - правый борт долины р. Варзоб, в 8,5 км к ЮЗ от пос. Варзоб	Оп – древний оползень скольжения (объемом до 5 млн. м ³) со следами активизации (объемом до 40 - 50 тыс. м ³), с оползневыми потоками (до 400 тыс. м ³), камнепады; Э – грязе-каменные оползневые зарождения.	Оползни: - периодические наблюдения по полному переселению, частота помещения - раз в 2-3 года.
	Кулибедак - р. Лучоб, в 3,0 км на запад от пос. Чорбог.	Оп – оползень скольжения объемом в стадии развития.	Оползни скольжение в стадии развития: - уточнить степень угрозы; - установить охранные зоны;
	Косатарош - правый борт р. Лучоб, в 25 км к ЮЗ от пос. Лучоб.	Оп – древний, объем больше 0, 5 млн. м ³ , подрезанный дорогами, со следами активизации. Э – овражная, интенсивная, с обрушениями бортов до 40,0 м. С – грязе-каменные мощные сели, склоновые, по древним оползням. Д – просадка грунтов.	- регулировка поливов на участках, расположенных на оползневом массиве; - запретить новое строительство в опасной зоне; - обследования зон опасности в пределах застроек.
	Намозгох - правый борт долины р. Зидды.	Оп – древний оползневой массив с периодической активизацией в виде оползней-потоков, сплывов (объем до 50 - 100м ³); формирование в 1979 г. нового оползня над кишлаком (объем до 30 -40 тыс. м ³) с временной угрозой. С – ежегодные селевые потоки по саю. Э – активизация овражной эрозии (западная часть кишлака).	- разработка комплекса селезащитных мероприятий; - запретить освоение опасной зоны. Рост оврага в западной части кишлака с оползанием бортов формирование нового оползания скольжения (объем до 40 тыс. м ³);

Районы	Наименование объекта и его привязка	Типы угрожающих процессов	Ведущий процесс и первоочередные меры по снижению опасности и защите
	Обихирф - правый борт долины р. Зидды, в 2,0 км восточнее кишлака Зидды.	Оп – древний оползень (объем 50 тыс.м ³) с повторной активизацией сплывов (объем до 25 – 30 тыс.м ³) на СЗ и восточной окраинах кишлака (объем до 350- 400 тыс.м ³) с возможным перекрытием русла р. Зидды и образованием запрудного озера; Э – активная овражная сеть по оползневому массиву.	Формирование новых оползней на древнем, с угрозой всему кишлаку: - разработка оползнезащитных мероприятий при экстремальных ситуациях;
	Такоб - слияния ручьев Туйкуталь, Варманик, Шурабат, в 2,5 км от с. Такоб.	С – по основным долинам и мелким составляющим, водо-каменные, ежегодные, разных объемов.	- детальные инженерно-геологические исследования узлового зарождения селей в верхнем течении ручьев Такоб-Варманик;
	Ходжамбиёипоён - на окраине г. Душанбе.	С – грязе-каменные, по склону и саям. Оп – стадии развития оползневого склона, объем до 20 тыс.м ³ .	- уточнить степени угрозы; - снижение угрозы дренажом и защитными мерами.
Душанбе	Харангиноболо - на обоих берегах ручья Харангон, в 8 км восточнее устья.	Оп – со значительной активизацией, объем до 2 тыс. м ³ (1987 г.) и объем до 30 тыс. м ³ (1992 г.). Э – оврагообразование по оползнеопасным массивам. С – грязе-каменные паводки.	Овраги, сели, паводковые оползни различного характера: - детальные исследования для уточнения состояния оползневых склонов;
	Шайхак - левый борт долины р. Харангон, в 2 км от устья.	Оп – с повторными активизациями. Э – глубокий овраг в части кишлака. С – грязе-каменные, разных объемов, по руслу реки, до разрушительных.	Оползни, сели, овраги в комплексе и самостоятельно: - разработка экстренных мероприятий на ЧС.
	Кишлак Гулписта, в 6 км к северо-востоку от цемзавода г. Душанбе в долине одноименного ручья.	Э – густая сеть оврагов с активным оползанием бортов. Оп – а) оползневые блоки над поселком объемом 5-7 тыс. м ³ ; б) обрушения и оползания от 1 до 12 тыс. м ³ по бортам оврага. С – грязе-каменные, с зарождением в отвалах старого карьера.	Комплекс процессов с самостоятельными зонами проживания. Защита практически невозможна.
	Кишлак Джаландар - высокие адыры Гиссарской долины, в 6 км к северу от г. Душанбе.	Э – овражная, с активным оползанием головной части. Оп – объемом до 50 тыс. м ³ , с перекрытием днища оврага и образованием подпрудных озер; активизирован в 1989 и 1992 гг.	Оползень, обрушения и просадка: - установление охранных зон; - проведение исследований с целью определения мест для проживания;
	Камчин- в 6 км к северо-востоку от табачной фабрики г. Душанбе.	Оп – древний, сложного типа, объемом до 1,5 млн. м ³ ; подрезан при застройке; сеть глубоких активных органов, выходы грунтовых вод. Э – овражная сеть, на древнем оползневом массиве, с оседаниями бортов.	Оползни, оврагообразование: - единая площадь зарождения грязевых селей над северной частью г. Душанбе. - провести съемку общей площади изучаемых адыров.
	Кишлак Катасой - правый борт р. Лучоб в пределах адыров, в 2,5 км к СЗ от пос. Калинин	Оп – древний оползневой склон общим объемом до 2,5 млн.м ³ со следами вторичных оползней разных лет. Резкая активизация оползневых подвижек в мае 1992 г., в виде просевших блоков, зияющих трещин почти на всем оползневом массиве.	Оползни бокового скольжения: - детальные инженерно-геологические исследования по изучению характера развития оползневой блока с пересмотром необходимости переселения;

Районы	Наименование объекта и его привязка	Типы угрожающих процессов	Ведущий процесс и первоочередные меры по снижению опасности и защите
	Киблай – в 5,5 км к северу от пивзавода г. Душанбе, на высоких адырах правого борта Гиссарской долины	Оп – древний оползневой массив объемом больше 2 млн.м ³ со следами частичной активизации в 1987 г., 1989 г., 1992 г. и 1993 г. ; активно размывается с формированием оврагов, многочисленные участки просадок, выклинивание грунтовых вод.	Оползни как очаги активного зарождения селей: - включить в участок северных адыров для проведения детальных инженерно-геологических исследований;
	Кишлак Чавалай - долина руч. Чавалай, в 1,5 км к СВ от водонасосной станции г. Душанбе.	Оп – разные по масштабам и возрасту, с объемом от 0,1 тыс. м ³ до 2-5 тыс. м ³ , с активизацией 1987 г. в виде трещин-заколов в средней части левого борта. С – мелкие грязевые сели по саям.	Оползни в стадии активизации при активном размыве: - детальные исследования для уточнения степени опасности и состояния склона.
	Анджир – в 10-12 км юго-восточнее райцентра Вахдат, у подножия северо-западного склона хребта Джетим-Тай.	Оп – древний, стабилизированный, объем до 200 тыс. м ³ с овражной эрозией; с 1989 г. - рост оползней в период максимума осадков. Э – склоновая эрозия рост оврагов. С – грязе-каменные, эрозионного зарождения по оврагам. Д – обрушения бортов оврагов. К – суффозионные воронки (2-3 м) по бортам оврагов. Оп – оползни скольжения, течения, объемом 75000 м ³ .	Активизация древнего оползневого массива: - детальные следование для определения устойчивости оползневого склона и разработки правил землепользования на оползневом склоне.
Вахдат	Даштибедикалон - левый борт р. Иляк, к ЮВ от г. Вахдат.	Оп – старые, частично стабилизированные потоки в водосборе склоновых промоин. С – грязевые, оползневого зарождения, склоновые.	Оползни в стадии периодической активизации: - провести исследования для оценки современной инженерно-геологической ситуации.
	Обидара-Чунгак - левый борт р. Кафарниган, бассейн ручья Яккабед	Оп – древние, сложного типа, объем до 3 млн. м ³ , размываются со следами активизации в 1989 г. Э – овражная, с обрушениями и оползаниями бортов. С – грязе-каменные.	Парагенезис оползней и оврагов: - обследования для установления охранной зоны.
	Себора – р. Кафарниган, на дне оползневого цирка.	Оп – объемом 5000-6000 м ³ , трещины-заколы, оплывины.	- вести периодические наблюдения для уточнения возможности дальнейшего освоения;
	Кишлак Тудайнасок - левый борт ручья Пандема.	Оп – древний оползневой массив объемом до 40 млн. м ³ со вторичным оползанием по массиву; сильное обводнение; объемы смещений около 15-20 тыс. м ³ . Э – овражная активная.	-уточнения степени опасности при освоении; -определить влияния поливов приусадебных участков на активизацию оползня.
	Кишлак Тульки - левый борт р. Иляк прираздельного склона хр. Рангон	Оп – блоки скольжения до 15 тыс. м ³ с обводнением подземными водами. Оползень-поток, объем до 3 млн. м ³ в жилой зоне. Э – активная, овражная, с обрушением по бортам.	Оползни разнообразные, до катастрофических.
	Чагатай-дара - в 1,5 км севернее п. Чагатай.	С – грязе-каменные сели. Д – подмыв, обрушение бортов оврага. Э – склонная, мелкоструйчатая эрозия. К – суффозия, воронки, провалы за пределами жилой зоны. Оп – блоки скольжения, сплывы по бортам оврага.	Оползни, сели: - установление охранных зон.

Районы	Наименование объекта и его привязка	Типы угрожающих процессов	Ведущий процесс и первоочередные меры по снижению опасности и защите
	Кишлак Шабгарди - левый борт р. Кафирниган, среднее течение ручья Яккабед.	Э, Оп – комплекс процессов по современному оврагу, размывающему древнее оползневое тело. Резкая активизация процессов с 1989 г.	Комплекс овражно-оползневых процессов в стадии активизации.
	Р. Кафирниган в 11 км к СВ от райцентра Вахдат.	Оп – оползни, оплывины, трещины. Э – в верхней части склона происходит обрушение бортов оврага.	- установление охранных зон; - обследование для оценки современной ситуации.
	Кишлак Карамайдан – р. Иляк, в 4,5 км к СЗ от кишлака Девонабеги.	Оп – оползень блок. Э – по оползню, развивается боковая эрозия.	Оползни и овраги: - запретить новое строительство.

Примечание: Оп – оползни; С – сели; К – суффозия, карст; П – просадка; Э – овражная эрозия; Д – полив и обрушения бортов; Л – лавины.

Оползни всех типов и возрастов с отдельными активными массивами. Преобладают сейсмогенные оползни региональных разломов. Оползни находятся в тесной парагенетической связи с овражной эрозией. Связь разносторонняя, но чаще по типу площадного поражения оврагами и площадного развития оползневых процессов. Оползни – отличаются большим разнообразием. Преобладают древние оползневые массивы, формирующие особый структурно-оползневой ступенчато-холмистый рельеф склона в зоне Илякско-Вахшского разлома. Современные и активные оползни представляют собой повторные мелкомасштабные генерации в нишах или древних оползневых массивах.

Сели – эрозионно-гравитационного зарождения с участками оползней в зоне транзита очагов дополнительного питания селей. Сели – преимущественно грязе-каменные, чаще склоновые или локально проявленные в оврагах. Зарождение - эрозионно-оползневое и оползневое при ливневом питании. Сели – грязе-каменные с эрозионным, реже эрозионно-оползневым зарождением, объемы единовременных выносов значительно меньше, чем по южному склону Гиссарского хребта. Основной материал для твердой составляющей поступает в зоны транзита при размыве оползневых склонов и массивов, сосредоточенных в пределах высоких адыров.

Овраги – более характерны для низких адыров и приурочены к границам древних оползневых массивов. Сети активных овражных отвершков формируются практически по всем водосбросам по краям орошаемых массивов. За один сезон из суффозионных воронок может сформироваться овраг глубиной до 5 м и длиной до 8 м. Особенно интенсивно протекает оврагообразование при совпадении летних климатических аномалий и сезонов полива. Зарождение овражной эрозии происходит чаще всего на перегибах склонов в переходной зоне между высокими и низкими адырами. Головной овраг зарождается в обычной эрозионной долине по контакту коренного склона и адырных поверхностей, а затем сложно разветвляется по адырным ступеням. Глубина овражных врезов от 15 до 80 м, борта крутые, почти повсеместно поражены оползнями сдвига и срезания.

В пределах низких адыров довольно широко проявлены процессы суффозии и просадки, обширные поля этих явлений отмечены в западной части площади (Булбулчашма). Нередко участки просадки и суффозии являются очагами зарождения новых овражных отвершков. Просадки, суффозия встречаются редко, и только в пределах низких адыров. Чаще всего сопровождают водопадающие магистрали и системы арыков.

Выводы

1. На территории г. Душанбе и его агломераций следует проводить постоянный мониторинг опасных процессов для снижения их негативного воздействия на жителей, инфраструктуру населенных пунктов и урбанизированную территорию мегаполиса.

2. Городская территория Душанбе, его агломерации требуют ИГН-картирования с учетом плотности проживания жителей и распределения георисков природного, техногенного и экологического характера, в целях их типизации и прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Усупаев Ш.Э. Инженерная геонотия природы катастроф на планете Земля // Научно-образовательный и производственный журнал. ИА КР. Инженер. № 9. 2015. С. 174-179.
2. Шарифов Г.В. Геоэкологические условия и проблемы водопользования в Гиссарской агломерации // Теоретический и научно-практический журнал. Таджикский аграрный университет. Земледелец. 2014. №. 4(64). С. 129-130.
3. Шарифов Г.В. Усулҳои таҳқиқоти гидрогеологӣ ва муҳандисӣ-геологӣ. Душанбе: Маориф. 2014. 309 с.

К ВОПРОСУ О ВЫПОЛНЕНИИ ЗАКОНА БАТА В АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА

Шозиёев Ш.П., Смирнов В.Б, Айдаров Ф.А.
e-mail: shokarim@mail.ru

Аннотация. Всякое землетрясение возникает вследствие внезапного высвобождения значительного количества энергии в некотором объеме внутри Земли. Большая часть накопленной энергии деформации освобождается во время главного толчка. Реализация остаточной части накопленной энергии деформации в одних случаях не происходит, а в других осуществляется в виде серии последующих толчков (афтершоков).

Установленные в настоящее время закономерности развития афтершоковой активности выражаются несколькими статистическими соотношениями, известными в сейсмологии как законы афтершоковых последовательностей: закон Омори, закон Бата, закон Гутенберга-Рихтера и др. Перечисленные законы являются результатом статистического обобщения эмпирических данных, и часто их называют статистическими закономерностями сейсмичности. В данной работе анализируется выполнения закона Бата по данным наблюдений на территории Таджикистана и прилегающих районов.

Введение. После возникновения сильных событий в сейсмогенной зоне энергия, не выделившаяся в процессе формирования очага из метастабильного состояния, реализуется (высвобождается) как афтершоковая последовательность. Количество и магнитуда афтершоков не являются одинаковыми для событий с одинаковыми магнитудами, а зависят от сейсмических характеристик района. Изучение сейсмических параметров афтершоковой последовательности во многом связано со статистическими законами: законом Гуттенберга-Рихтера [1] и модифицированным законом Омори [2], которые описывают не только общий сейсмический режим сейсмогенных зон, но и афтершоковых последовательностей сильных событий. Наряду с ними существует так называемый закон Бата.

В работе [3] впервые сообщалось о существовании афтершоковой последовательности для подкорковых землетрясений Памира-Гиндукуша, подчиняющихся закону Омори. Согласно оценкам, для Джумского землетрясения 1965 г. ($h=219$ km, $mb=7,5$) значение $p=1,4$. В работе [4] значение p для Джумского землетрясения и еще двух других в районе Памира-Гиндукуша оценена $p=1$ (по его графикам).

При исследовании структуры афтершоковой последовательности сильных землетрясений Душанбино-Гармского района Михайловой Р.С. были выделены зоны, различающиеся между собой потоком афтершоков, т.е. интенсивностью серии афтершоков [5].

Также отметим, что величина энергетического класса K для исходных данных является логарифмом излучаемой сейсмической энергии, выраженной в джоулях. Энергетический класс и магнитуа связаны по эмпирической формуле Раутиан [6]: $M=0,56K-2,2$. Мы будем использовать K и M в зависимости от вопроса: когда мы ссылаемся на оригинальные данные каталога - мы используем K , в общепринятых случаях - пользуемся M .

Источник данных. Для анализа и хранения каталога Таджикистана (период 1962-2008 гг.) используется СУБД MS Access. После помещения в базу исходных данных выявляются и корректируются отпечатки и ошибки ручного ввода первичной информации. База данных позволяет осуществлять предварительную обработку информации по определённым критериям: выявление и исключение дублированных записей событий; построение гистограмм распределений по различным параметрам; произведение выборки данных по определённым критериям для дальнейшей обработки с помощью других программ.

Таблица 1. Основные характеристики события

Time	latitude	longitude	depth	$K=lgE$	$K_{aft\ max}$	$mag(M=0.56K-2.2)$	$M_{aft\ max}$	Bath Law $\Delta m=M_{mn}-M_{aft}$	Volume	Duration of aft. sequence
02.02.1965 15:56	37.5	73.2	кор	14	12.1	5.64	4.576	1.06	131	1382
03.09.1972 16:48	35.9	73.1	кор	15	13.8	6.2	5.528	0.67	151	1687
11.08.1974 01:13	39.3	73.7	кор	16.4	14.8	6.984	6.088	0.90	1095	1812
01.11.1978 19:48	39.4	72.6	кор	16.1	14.5	6.816	5.92	0.90	267	1886
16.12.1982 00:40	36	68.6	кор	15.7	13.5	6.592	5.36	1.23	174	290.8
13.02.1983 01:40	40.1	75.2	кор	16.1	14.9	6.816	6.144	0.67	184	1436
16.12.1983 13:15	39.4	73	кор	14.6	12.9	5.976	5.024	0.95	137	1352
30.12.1983 23:52	36.4	70.6	210	16.6	14.4	7.096	5.864	1.23	816	366.8
26.10.1984 20:22	39.25	71.26	15	15	12.4	6.2	4.744	1.46	161	1717
08.07.1985 01:31	36.6	70	210	13.5	10.5	5.36	3.68	1.68	194	1140
29.07.1985 07:54	36.2	70.7	70	16	15.2	6.76	6.312	0.45	1792	1669
25.09.1988 20:52	37.2	71.7	10	14.4	11.8	5.864	4.408	1.46	365	1621
25.09.1988 21:28	36.5	70.6	200	14.5	11.6	5.92	4.296	1.62	719	1688
25.03.1990 14:17	37	73	7.5	15.5	13.2	6.48	5.192	1.29	576	1807
09.08.1993 12:42	36.6	70.6	200	15.6	12.6	6.536	4.856	1.68	166	135
06.08.1997 15:00	36.5	70.7	180	13.4	11.4	5.304	4.184	1.12	138	1075
30.05.1998 06:22	37	70	10	16	13.3	6.76	5.248	1.51	993	1848
03.03.2002 12:08	36.5	70.52	209	17.1	13.9	7.376	5.584	1.79	206	117.5
10.08.2004 01:47	36.6	70.7	190	14.5	11.9	5.92	4.464	1.46	1236	1605
08.10.2005 03:50	34.52	73.64	8	17.7	14.6	7.712	5.976	1.74	1615	562.8
05.10.2008 15:52	39.5	73.8	30	15	13.8	6.2	5.528	0.67	895	87.1

В базе данных в качестве основных характеристик землетрясений рассматриваются время возникновения, координаты очага и энергетический класс, остальные параметры (класс точности и др.) являются дополнительными сведениями.

Минимальный энергетический класс землетрясений, внесенных в базу данных, соответствует $K=7$, но представительным для всего район исследований являются землетрясения с $K>8,5$.

База данных также позволяет осуществлять идентификацию афтершоковых последовательностей по алгоритму [7], запрограммированному Смирновым [8]. Данная методика позволила идентифицировать более 160 афтершоковых последовательностей с разным количеством событий и продолжительностью. Большинство из них сосредоточены в районе глубокофокусных землетрясений Гиндукуша, а другая часть расположена в районе Таджикской депрессии и в северной части Дарваз-Каракульского разлома.

Результаты декластеризации показали, что 83.8% событий являются фоновыми событиями, 0.1% - главными событиями, а 16.1% из них составляют афтершоки. Для сравнения приведем работу [9] по Южной Калифорнии, согласно которой 48% всех землетрясений являются форшоками и афтершоками сильных толчков.

Афтершоки чаще всего происходят в районах разнородных и трещиноватых структур исследуемой территории, что находит свое объяснение в работе Моги [10]. По пространственному распределению афтершоков наблюдаются зоны, где преимущественно происходят или, напротив, не происходят афтершоки, хотя в «безафтершоковых» участках наблюдается определенный уровень фоновой сейсмичности.

Закон Бата. Согласно работе [11], разность магнитуд ΔM главного события и сильнейшего афтершока есть величина постоянная, независящая от магнитуды главного события:

$$\Delta M = M_{ms} - M_{as}^{\max} \quad (1)$$

В самой работе Бата [11] разность этих величин оценена $\Delta M \cong 1.2$. В работах [12-15] изучена статистическая изменчивость величины ΔM . В исследованиях [16] придают закону Бата (1) статистический смысл, тем самым ΔM рассматривается как случайная величина, хотя математическое ожидание оценивается с учетом закона Гутенберга-Рихтера для афтершоков как:

$$\Delta M^* = 1.16 \pm 0.46 \quad (2)$$

Физический смысл закон Бата находит свое объяснение в рамках иерархической модели геофизической среды Садовского [17]. Можно считать, что в фоновом состоянии разномасштабная сейсмичность и система неоднородностей литосферы находятся в определенном согласии [8, 18, 19]. Такая ситуация нарушается, однако, в локальной пространственно-временной области очага землетрясения. После релаксации напряжений более мелкие структурные элементы среды, входящие в очаговую область, оказываются в возмущенном состоянии. Релаксационные процессы возвращения среды в исходное состояние проявляются в виде афтершоковых последовательностей, а иногда в виде роев.

Согласно работам [8, 18], разница магнитуд афтершоков и главного события на полторы-две единицы магнитуды в пересчете на энергию соответствует примерно двум-трём порядкам. Таким образом, сильнейшие афтершоки отличаются от главного события на один-два уровня иерархии неоднородностей геофизической среды, а более слабые афтершоки – на несколько уровней. Фиксированная величина разности магнитуд главного события и афтершоков, составляющая содержание закона Бата, отражает дискретный характер иерархии неоднородностей литосферы Земли [17].

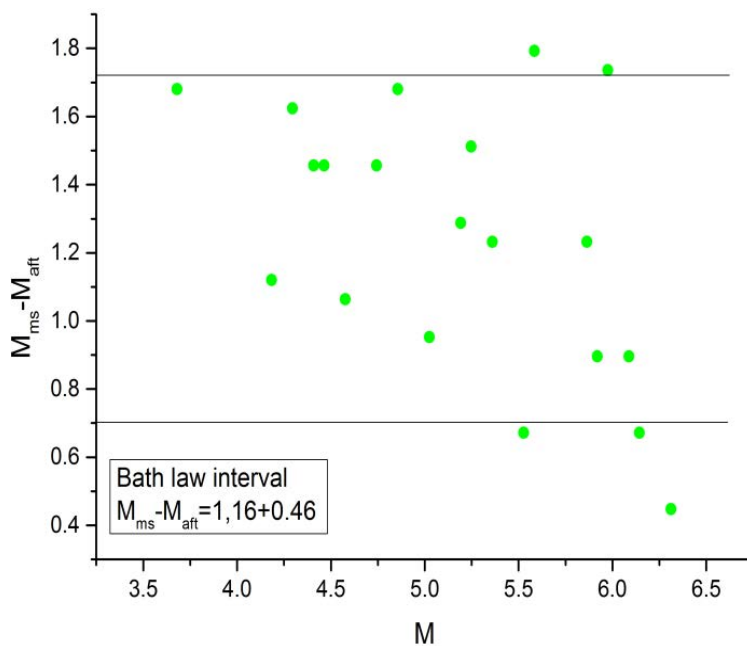


Рис. 1. Разность магнитуд главного события и сильнейшего афтершока. Интервал, соответствующий закону Бата: $M_{ms} - M_{aft} = 1.16 \pm 0.46$, согласно (Shcherbakov, Turcotte, 2004), заключен между параллельными линиями.

Данные по выбранным афтершокам (рис. 1) в целом согласуются с законом Бата. Только 5 событий из 21 не соответствуют диапазону этого закона. Вообще точность закона Бата, помимо физических факторов, определяется и динамическим диапазоном сети сейсмических наблюдений. Возможно, эти расхождения связаны с неоднородностью представительной регистрации сейсмических событий на нескольких уровнях иерархии.

На основании исследований 10-ти сильных землетрясений мира, авторы [20] пришли к заключению, что афтершоковые последовательности релаксируются в два этапа: первый – короткий, в ходе которого происходит большинство афтершоков, связанных с очагом; второй – более длительный, связанный с релаксацией прилегающей среды. В работе [20] отмечается, что закон Омори соблюдается лишь в течение короткой стадии на первом этапе. В этой работе также отрицается существование закона Бата.

Выводы. По применённому в работе статистическому подходу к изучению афтершоков, следующих за землетрясениями с $K > 13$, выявлено, что:

- 1) время стабилизации афтершоковой активности в пространстве тем больше, чем выше энергетический класс главного землетрясения на определённой глубине;
- 2) исследования подтверждают закон Бата, т.е. разница магнитуд главного события и афтершоков удовлетворяет диапазону из закона Бата.

Ареал афтершоковой области заслуживает дальнейшего комплексного исследования по накопленным данным. Возобновление наблюдений позволит верифицировать современные идеи и пролить свет не только на характер процессов раздробления континентальной коры, но и релаксацию напряжений подкоровой среды, так как в этом районе находится гнездо глубокофокусных землетрясений Памира-Гиндукуша.

Литосфера территории Таджикистана характеризуется различными темпами диссипации накопившихся напряжений – довольно сильные продолжительные афтершоки сосредоточены по главным разломам в районе исследованный.

Благодарности. Работа выполнена в рамках и при финансовой поддержке стипендиальной программы фонда Агахана (Aga-Khan Scholarship Program) и программы сотрудничества Университета Центральной Азии (University of Central Asia/Mountain Societies Research Institute).

ЛИТЕРАТУРА

1. Gutenberg B., Richter C. F. Frequency of earthquakes in California // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1944. V. 34. P. 185–188.
2. Utsu T. Statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophys. Mag.* 1961. V. 30. P. 521–605.
3. Лукк А.А. Афтешоковая последовательность Джумского промежуточного землетрясения 14 марта 1965 // *Изв. Акад. Наук СССР.* 1968. Т. 5. С.83-85.
4. Pavlis, G.L. and Hamburger, M.W. Aftershock Sequences of Intermediate-Depth Earthquakes in the Pamir-Hindu Kush Seismic Zone // *Journal of Geophysical Research.* 1991. 96. P. 18107-18117.
5. Михайлова Р.С. Структура поля афтершоков Душанбинско-Гармского региона в сопоставлении с очагами сильных землетрясений на прогностических полигонах // *Поиск предвестников землетрясений на прогностических полигонах.* М.: Наука. 1974. С. 96-113.
6. Rautian T.G., V.J. Khalturin, K. Fujita, K.G. Mackey and et al. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // *Seismol. Res.Letters.* 2007. № 78. P. 579-590.
7. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // *Вычислительная сейсмология. Выш. 24.* М.: Наука. 1991. С. 19-50.
8. Смирнов В.Б. Пространственные и временные вариации показателей самоподобия сейсмичности // *Вулканология и сейсмология.* 1997. № 6. С. 31-41.
9. Huttona et al., Earthquake Monitoring in Southern California for Seventy-Seven Years (1932–2008) // *Bulliten of the Seismological Society of America* 100(2). 2010. P. 423-446.
10. Mogi K. Some discussions of aftershocks, forshocks and earthquake swarms // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo University.* 1963. 41. P. 615-651.
11. Bath M. Lateral inhomogeneities in the upper mantle // *Tectonophysics.* 1965. V. 2. P. 483–514.
12. Vere-Jones D. A note on the statistical interpretation of Bath's law // *Bull. Seism. Am.* 1969. V. 59. P. 1535–1541.
13. Kisslinger, C. and Jones, L.M. Properties of Aftershock Sequences in Southern California // *Journal of Geophysical Research.* 1991. V. 96. P. 947-958.
14. Felzer K.R., Becker T.W., Abercrombie R.E., et al. Triggering of the 1999 MW 7.1 Hector Mine earthquake by aftershocks of the 1992 MW7.3 Landers earthquake // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. N. B9. P. 2190.
15. Helmstetter A., Sornette D. Bath's law derived from the Gutenberg-Richter law and from aftershock properties // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. N. 20. P. 2069.
16. Shcherbakov, R., Turcotte, D.L. and Rundle, J.B. A Generalized Omori's Law for Earthquake Aftershock Decay // *Geophysical Research Letters.* 2004. V. 31. Article ID: L11613.
17. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
18. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // *Физика Земли.* 2004. № 10. С. 26-36.
19. Смирнов В.Б., Феофилактов В.Д. Фрактальные свойства литосферы по данным кода-волн местных землетрясений и структура сейсмичности в очаговой области Рачинского землетрясения // *Вулканология и сейсмология.* 2000. № 6. С. 44-48.
20. Tatevossian R. E. and Aptekman Zh. Ya. Aftershock Sequences of the Strongest Earthquakes of the World: Stages of Development / *Izvestiya, Physics of the Solid Earth.* 2008. Vol. 44. No. 12. P. 945–964.

ОРГАНИЗАЦИЯ GPS-ПУНКТОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С УЧЕТОМ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ

Эргешов И.М.¹, Хамидов Л.А.², Хусомиддинов А.С.²
e-mail: hamidov_l@mail.ru

¹Национальный центр геодезии и картографии РУз, Узбекистан

² Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, Узбекистан

Известно, что объектом морфометрического анализа является крупномасштабная топографическая карта или математическая модель изменения кинематики современного рельефа (они и являются морфокинематическими параметрами). В конкретном случае при организации измерительных пунктов GPS в восточной части Западного Тянь-Шаня выбор пал на топографическую карту масштаба 1:100000, т.к. в рекомендуемом масштабе генерализация избавляет внимание от мелких частных особенностей и не отражается на детальности анализа [1]. Морфометрическая обработка топографической основы подчиняется определенному порядку. На первом этапе поднимаются днища водотоков и гребни главных водоразделов. Гребни главных водоразделов совпадают с господствующими высотами, а днища водотоков – с наиболее пониженными участками рельефа. В северо-восточной части исследуемого района гребни главных водоразделов совпадают с простираем осевой части хребтов Каржантау, Сюрень-Ата и Майгашкан. Абсолютные понижения в рельефе занимает долина реки Чирчик и ее притоки – Аксаката, Угам и др. Следующее действие сводится к оконтуриванию участков с критическим заложением изолиний ($i > 0$), причем прилегающих к главным водоразделам. В результате выделяются обособленные структуры и определяются их геометрические параметры.

Для целей изучения движений земной коры наиболее стабильно функционирующей, а потому и получившей наибольшее распространение в мировой практике на сегодняшний день, является система GPS-измерений. Однако для организации GPS-пунктов и включение их в состав сети международной системы обработки необходимо выделить те морфогенетические особенности района установки, которые обеспечили бы начальное однородное морфометрическое поле. При этом уровни деформаций за определенный период тоже должны быть по порядку согласованными. Выбор измерительных точек GPS оценкой морфокинематических параметров может позволить оценить те дополнительные деформации и упругие напряжения, по которым в дальнейшем можно выделить аномальные смещения, связанные конкретно с сейсмическими процессами.

В пределах исследуемой территории выделяются: Сюреньятинская и Каржантауская морфоструктуры. Сюреньятинская морфоструктура имеет ассиметричное строение. С севера и запада она ограничена долиной реки Чирчик; на востоке – долиной реки Аксаката; на юге – короткими и крутыми южными склонами одноименного хребта. Общий уклон поверхности, рассматриваемой морфологической единицы – северо-западный (азимут – 300°-305°).

Каржантауская морфоструктура, включающая в себя Каржантаускую флексурно-разрывную зону (ФРЗ), обрамлена с севера и запада долиной реки Келес (составляющая реки Суыкбулак); на востоке – долиной реки Угам; на юге – короткими и крутыми склонами одноименного хребта. Общий уклон поверхности рассматриваемой морфологической единицы – северо-западный (азимут 310°-315°). На втором этапе исследуются разновозрастные поверхности выравнивания элювиально-абразионного и абразионно-аллювиального генезиса. Как правило, реликты поверхностей выравнивания приурочены к поясам отсутствия эрозии, развитым в приосевых частях водоразделов. На границе реликтовых поверхностей выравнивания, как денудационных, так и аккумулятивных, наблюдается резкое аномальное увеличение уклонов.

Каржантауская ФРЗ – одно из наиболее протяженных разрывных нарушений северо-восточного направления. По данным [1], она прослеживается от окрестностей с. Хандайлик, простирается ФРЗ субширотное, а в долине р. Кизилсу вновь сменяется на северо-восточное.

Севернее с. Хумсан Каржантауская ФРЗ пересекается с зоной Угамских разломов. Северо-западнее она прослеживается выше с. Сиджак, вдоль правого борта р. Пскем до одноименного селения. Почти на всем протяжении разлом четко фиксируется геоморфологически и хорошо отмечается на топокартах и аэрофотоснимках. Поверхность его смесителя наклонена на северо-запад под углом от 40° до 70° . Максимальная вертикальная амплитуда перемещения по разлому за определенный период превышала 3000 м. Подвижки по нему продолжались и в четвертичное время, что фиксируется перемещением отложений Каржантауской террасы до 100 м [2, 3]. Это соответствует относительным деформациям до $2,2 \times 10^{-7}$ 1/год. Обвалы, оползни и землетрясения, приуроченные к зоне разлома, служат подтверждением его современной активности.

Кажантауский разлом простирается далее на юго-запад под покровом соответствующих геологических отложений Приташкентской депрессии и назван Ташкентской ФРЗ. Сейсмоактивность этой зоны отмечена еще до Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года, эпицентр которого был приурочен к ней. Наличие ФРЗ подтверждено геологическими и геоморфологическими данными. Ее северо-западное крыло приподнято. Амплитуда перемещений за новейший этап достигает 3500 м. Общая суммарная величина вертикальных неотектонических движений Каржантауского сводово-блокового поднятия подчеркивается значениями средних градиентов скоростей $2-4$ мм/год.

В пределах Сюреньятинской структуры выделены реликты средне-позднеплейстоценовых конусов выноса, которые плавно погружаются к северо-западу и подрезаются речными террасами Чирчика. Каржантауская структура мало чем отличается от Сюреньятинского блока. Ярким примером тому служат коленообразные изгибы русла реки Ташлаксай, истоки которой примыкают к вершине горы Актам (2303,5 м). В верховьях река Ташлаксай (составляющая реки Коктебесу) ориентирована с юго-востока на северо-запад. В среднем течении русло приобретает широтное (с востока на запад) направление, которое вновь приобретает материнское направление близ слияния с рекой Четсу.

В западной оконечности населенного пункта Чарвак I-я надпойменная терраса занимает абсолютные отметки 720-760 м и возвышается над урезом воды на 40 м во фронтальной части и до 80 м – в тыловой части. Вторая надпойменная терраса, там же, занимает абсолютные отметки 960-1000 м и возвышается над урезом воды на 300 м (фронтальная часть) и на 340 м (тыловая часть). Третья надпойменная терраса занимает абсолютные отметки 1160-1200 м и возвышается над урезом воды на 500-550 м.

Первая надпойменная терраса по-своему уровенному положению соответствует хумсанской террасе (Q_3), выделенной Н.И. Толстихиным [4], которая по ряду признаков, как отмечает Н.П. Васильковский [2], перекликается с Абайской террасой (Q_4), выделенной Ю.А.Скворцовым и Г.Ф. Тетюхиным [5, 6] в бассейне р. Келес.

Взгляды на новейшую тектонику Приташкентского района изложены в работах Ш.Д. Давлятова, В.А. Захаревича, В.И. Уломова, А.Р. Ярмухамедова, В.П. Полканова и др. [7, 8, 9, 10]. Согласно современным представлениям [11, 8, 9], эволюционное развитие Тянь-Шаня в кайнозой тесно связано с давлением Индостана и его столкновением с Азиатским материком.

Тянь-Шань, как самостоятельная тектоническая единица, ограничен с юга Таримской плитой, Памиром и Афгано-Таджикской депрессией; с севера – Казахской и Туранской плитами. По многочисленным данным, процесс разрастания гор носит дифференцированный характер, на что указывают причудливые складки горных пород и геолого-геоморфологическое строение Тянь-Шаня. По данным Молнара, скорость сжатия в Тянь-Шане составляет минимально 10-20 мм/год [10]. Разброс величины сжатия косвенно объясняет ступенчатое строение Тянь-Шаня. Отчетливо просматривается и наступление гор с востока на запад, что дает основание различать Западный, Центральный и Восточный Тянь-Шань [12]. Граница между вышеупомянутыми блоками проходит по Таласо-Ферганскому и Джунгарскому разломам. Согласно современным представлениям, Индостан столкнулся с Азиатским континентом $\approx 50-55$ млн. лет назад. В те давние времена большую часть исследуемой территории занимал палеогеновый бассейн, омывавший окраины выровненной

суши, над которой возвышались отдельные столообразные останцы. Следовательно, кровля палеоценовых отложений и реликты древней мезозойской поверхности выравнивания являются исходным гипсометрическим репером для оценки суммарной величины новейших тектонических движений.

Увеличение скорости врезания во времени сопровождалось сужением дна реки Чирчик, что указывает на нарастание усилий горизонтального сжатия, которое привело к выдавливанию хребтов Сюрень-Ата и Каржантау.

Современный структурно-тектонический план исследуемой территории повторяет морфоструктурные особенности территории, где выделяются те же Сюреньятинская и Каржантауская тектонические структуры. Сюреньятинская структура ограничена на севере Каржантауским разломом, на востоке – Аксакатинским, на юге – Сюреньятинским и на западе – так называемой «линией Николаева». Северное крыло рассматриваемой структуры, протяженностью 35-40 км, вытянуто в северо-западном направлении; восточное, протяженностью 23-25 км, вытянуто в северо-восточном направлении и контролируется долиной реки Аксаката; южное, протяженностью 40-45 км, повторяет северо-западные очертания северного крыла, и западное, протяженностью 30-35 км, вытянуто в северо-восточном направлении. Суммарная величина поднятия Сюреньятинского блока в плейстоцене составила 1700-1900 м. Согласно расчетам, выполненным В.И. Уломовым [13], средние скорости горизонтальных движений на Ташкентском полигоне достигают 0,5-3,0 мм/год, а градиенты – $(1,0-2,0) \times 10^{-8}$ см/год. Стадийные вертикальные перемещения экстремальных точек (Ext_1 , Ext_2) Сюреньятинского блока в новейшее время представлены в таблице 2. При этом минимальные скорости и градиенты отмечены в равнинной части полигона, а максимальные – в пределах крупных сеймотектонических структур, расположенных в горной части полигона. По данным А.Р. Ярмухамедова и др. [14], горизонтальные движения в виде левых и правых сдвигов достигают 1000-1200 м. Отсутствие надежных геолого-геоморфологических методов не позволило получить количественную оценку горизонтальных движений за новейший этап.

Южное крыло рассматриваемой структуры соприкасается с северным крылом Сюреньятинского блока и вытянуто в северо-восточном направлении; протяженность его 30-32 км. Восточное крыло контролируется долиной реки Угам и вытянуто в субмеридиональном направлении. Исследуемый блок имеет ассиметричное строение. Плоскость Каржантауского блока падает как с юго-востока на северо-запад, так и с северо-востока на юго-запад.

Анализ морфогенетических особенностей геологического строения восточной части Чаткало-Кураминской горной зоны свидетельствует о том, что аномально широкие днища субширотного простирания необходимо рассматривать как реликтовые участки водотоков, заложение которых, по-видимому, протекало в условиях, когда исследуемый район служил базисом эрозии для приподнятых участков суши. Исследуемый геодинамический район расположен в зоне сочленения Сюреньятинского и Каржантауского блоков, где доминируют усилия сжатия. Разрез плейстоценовых отложений указывает на активизацию тектонических движений и кардинальную реконструкцию рельефа в четвертичное время.

Анализ имеющегося картографического материала позволяет оценивать особенности молодых смещений различных сейсмоактивных разломов восточной части Западного Тянь-Шаня, скорости которых характеризуется различными значениями.

Таблица 2. Вертикальные перемещения экстремальных точек Сюреньятинского блока

Величина вертикального перемещения экстремальных точек (в м)				
	P	N	Q ₂	Q ₃
Ext ₁	-150 – (-170)	-500 – (-600)	1300-1400	900-1000
Ext ₂	-150 – (-200)	-700 – (-800)	-500 – (-600)	

Предварительные оценки по изучаемому району свидетельствуют о различном характере проявления морфокинематических показателей и активности земной коры в этих районах. На Ташкентском полигоне скорости горизонтальных движений в равнинной зоне – до (+1,5) мм/год; в предгорьях – (+1,0)-(+1,5) мм/год; в горах – до (+6,0) мм/год; в зонах разломов до (+3,0) мм/год; при движениях, связанных с сейсмическими событиями, – более (+4,0) мм/год. В северной части Ферганского полигона скорость на равнине – (+1,0)-(+1,5) мм/год; во впадинах – в пределах (-1,0) мм/год; предгорьях – (+2,0)-(+2,4) мм/год; в зонах разломов – до 3,0-4,0 мм/год. Результаты сравнения, даже при визуальном сопоставлении, показывают, что значения перемещений хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений [1, 3, 13, 15, 16].

Как видим, уровень изменения морфометрического поля и фон современных движений за четвертичный период в районах, примыкающих к Каржантаускому разлому с юго-запада, на северо-восток имеет наиболее высокую устойчивость в однородности смещений как по значениям перемещений, так и по его градиенту. Резкие изменения составляется только при переходе к структурным порядкам Сюреньятинского блока на более низких уровнях выравнивания. Такая же ситуация наблюдается и по северной части Ферганского полигона. Она подтверждается также по темпам восходящих и нисходящих движений, однородностью уровней фоновых деформаций за выделенный период. Поэтому вышеизложенный анализ морфогенетических особенностей восточной части Западного Тянь-Шаня показывает, что наиболее удобной для установки GPS-пунктов по характеристикам морфокинематических показателей в исследуемых блоках и в северной части Ферганского полигона может являться зона, охватывающая Приташкентский район в северо-восточном направлении (это может быть г. Ташкент или зона п. Таваксай) и близкая зона центральной части Северо-Ферганского разлома, например, в районе г. Наманган. Действующий GPS-пункт в г. Фергана может быть использован в таком случае как опорный для всех геодезических профилей восточной части Западного Тянь-Шаня, на фоне постоянно действующих в выделенных выше GPS-пунктах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ярмухамедов А.Р., Эргешов И.М., Валиев И.С., Саттаров А.С. Исследование проявления современных тектонических движений земной коры геодезическим методом на Таваксайском геодинамическом полигоне в связи с сейсмичностью. Ташкент: ИС. 2006. 174 с.
2. Васильковский Н.П. и Репников М.П. Тектоника и сейсмичность северо- восточной части Ташкентского района. Ташкент: Фан. 1940. 127 с.
3. Хамидов Л.А. Изучение полей напряжений Чаткальской горной зоны западного Тянь-Шаня // Геодинамика (J.Geodinamics). № 1. Вып. IX. Львов. 2010. С. 57-66.
4. Толстихин Н.И. Минеральные воды. Л.: Наука. 1977. 247 с.
5. Скворцов Ю.А. Молодые тектонические движения Западного Тянь-Шаня и связанные с ними оледенения. М: Наука.1960.168 с.
6. Тетюхин Г.Ф. Палеогеоморфология территории Узбекистана в четвертичный период. Ташкент: Фан. 1978. 72 с.
7. Давлятов Ш.Д., Ахмеджанова М.А. и др. Региональная геология, тектоника и стратиграфия // Наука в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1974. С. 400-406.
8. Захаревич В.А. Очерк о геологии Ангренского каолино-угольного месторождения. Ташкент: Фан. 1966. 123 с.
9. Уломов В.И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С. 30-42.
10. Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С. 12-59.

11. Далимов Т.Н., Абдуллабеков К.Н., Ярмухамедов А.Р., Тойчиев Х.А., Раджабов Ш.С., Эргешов И.М. К вопросу о постановке и некоторых результатах космогеодезических исследований (GPS) с целью изучения современных движений земной коры Тянь-Шаня // Тезисы докладов Второго международного симпозиума, 29 октября-3 ноября. Бишкек. 2002. С. 33-34.
12. Муралиев А.М., Власова А.А., Абдукадыров А.А. и др. Механизмы очагов землетрясений и сейсмотектоническое деформирование земной коры Средней Азии и Казахстана // Землетрясения в СССР в 1991 году. М.: Наука. 1997. С. 100-102.
13. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН. Вып. № 1. 1993. С. 26-45.
14. Ярмухамедов А.Р., Умурзаков Р.А., Турапов М.К., Ирушкин С.А., Ибрагимов Р.С. Сейсмогеодинамика Каржантауского разлома. (Узбекистан, хребет Каржантау). Ташкент: Университет. 2000. 234 с.
15. Ибрагимов Р.Н., Якубов Д.Х. Тектоника и особенности современных движений земной коры на Ташкентском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Ташкент: Фан. 1972. С.13-15.
16. Хамидов Х.Л. Выявление морфокинетических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: материалы Всероссийского совещания в Иркутске, 23-29 сентября 2012 года. С. 88-91.

МЕХАНИКА

НАКЛОННЫЙ ЛЕНТОЧНЫЙ КОНВЕЙЕР

Аскербеков И.Н., Кибицкая А.С.

тел.: 996(312)360282; e-mail: gornyaki@inbox.ru

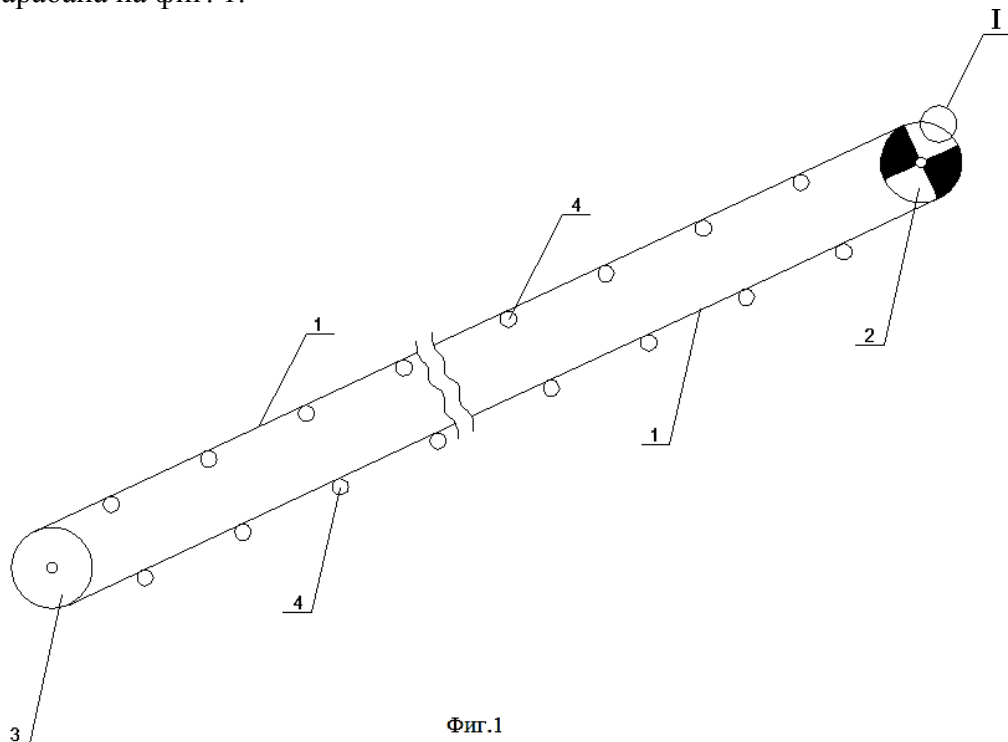
Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызская Республика

В представленной работе предлагается вариант решения задачи, связанной с проблемами эксплуатации наклонных ленточных конвейеров.

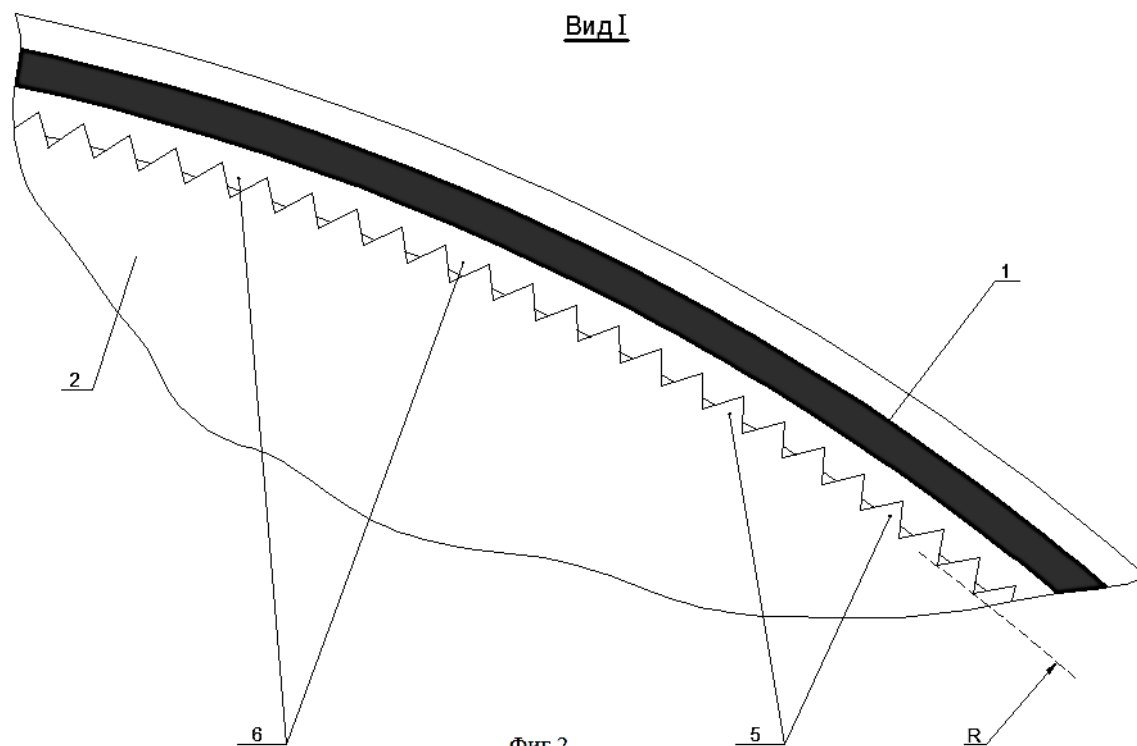
Ленточный конвейер является наиболее распространённым типом транспортирующих машин, применяемых на шахтах, рудниках, карьерах и обогатительных фабриках, он служит для перемещения насыпных или штучных **грузов**.

В процессе эксплуатации наклонного ленточного конвейера возможна остановка ленты, повышенный износ рабочей поверхности приводного барабана и внутренней поверхности ленты за счет недостаточного сцепления внутренней поверхности ленты с рабочей поверхностью приводного барабана, что снижает надежность работы конвейера [1-4]. Предлагаемая нами конструкция наклонного ленточного конвейера позволяет повысить надежность его работы.

Конвейер, представленный двумя фигурами, показан на чертеже. На фиг. 1 представлен продольный вид с боку конвейера, на фиг. 2 – вид I зацепления ленты с ободом приводного барабана на фиг. 1.



Вид I



Фиг. 2

Конвейер включает ленту (1), бесконечно замкнутую на приводном барабане (2) и натяжном барабане (3). Грузонесущая и холостая ветви ленты (1) расположены на роlikоопорах (4). Приводной барабан (2), натяжной барабан (3) и роlikоопоры (4) установлены на раме конвейера (на фигурах не показана). На ободе барабана (2) выполнены зубья (5) (см. фиг. 2). Обод барабана (3) выполнен аналогично. Слой ленты (1), контактирующий с ободами барабанов (2, 3), выполнен с зубьями (6). Высота зубьев (6) меньше высоты зубьев (5). Посредством зубчатого исполнения лента (1) образует зубчатое зацепление с ободом приводного барабана (2), как показано на фиг. 2, и аналогично с ободом натяжного барабана (3). Буквой R обозначен радиус барабана (2).

Конвейер работает следующим образом. Натяжным барабаном (3) обеспечивается натяжение ленты (1) на приводном барабане (2). При вращении барабана (2) по часовой стрелке (см. фиг. 1) грузонесущая ветвь ленты (1) «набегает» на обод барабана (2) и зубья (6) ленты (1) совмещаются с зубьями (5) обода барабана (2), образуя с ними зубчатое зацепление, при этом холостая ветвь ленты (1) набегает на обод барабана (3) и зубья (6) совмещаются с зубьями обода. Через зубчатое зацепление приводной барабан (2) передает тяговое усилие на грузонесущую ветвь ленты (1).

Зубья (6) ленты (1), «попадая» в пространство между зубьями (5) барабана (2), зажимаются боковыми (рабочими) стенками зубьев (5) при изгибе ленты на обод барабана (2), при этом зубья (6) деформируются (удлиняются) за счет упругости слоя ленты (1), контактирующего с ободом барабана (2). Натяжение ленты (1) барабаном (3) не позволяет зубьям (5) выталкивать рабочими стенками зубья (6) при зажиме последних, за счет чего удлинение зубьев (6) происходит по радиусу R к оси вращения барабана (2), т.к. высота зубьев (6) меньше высоты зубьев (5). Разница в высоте позволяет зубьям (6) деформироваться в сторону оси вращения барабана (2). Аналогично зацепление зубьев (6) с зубьями обода барабана (3). Зажимом зубьев (6) зубьями ободов барабанов (2, 3) повышается давление на рабочие поверхности зубьев, что обуславливает возрастание трения между рабочими поверхностями и, соответственно, надежность сцепления зубьев и зубчатого зацепления ленты (1) с ободами барабанов (2, 3). После выхода зубьев (6) из зацепления с зубьями ободов барабанов (2, 3) форма зубьев (6) восстанавливается за счет упругости контактного слоя ленты (1).

Таким образом, по нашему мнению, применение предложенной конструкции позволит повысить надежность работы наклонного ленточного конвейера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Спиваковский А.О., Дьячков В.К. Транспортирующие машины. М.: Машиностроение. 1983. С. 487.
2. Крутонаклонный ленточный конвейер: пат. 2086492. Рос. Федерция. В65G15/08. 10.08.1997.
3. Наклонный ленточный конвейер: пат. 2279388. Рос. Федерация. В65G15/08. 10.07.2006.
4. Наклонный ленточный конвейер: пат. 2478551. Рос. Федерация. В65G43/06. 10.04.2013.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА СОУДАРЕНИЯ ШАРА С ОБЪЕКТОМ, ОБЛАДАЮЩИМ КОНСТРУКЦИОННОЙ ПОДАТЛИВОСТЬЮ

Васильков Р.Е.

e-mail: termex21@mail.ru

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызская Республика

Для проектирования машин ударного действия различного назначения, а также для выбора режима их работы необходимо знать коэффициент восстановления скорости бойка после удара по инструменту. Данный коэффициент задаёт начальные условия движения бойка после удара, то есть скорость его движения. Ранее были проведены экспериментальные исследования [1, 2], показавшие, что коэффициент восстановления скорости тела существенно зависит от конструкционной податливости объекта, по которому наносится удар. Из обзора литературы, проведенного в работе [3], следует, что к настоящему времени не существует модели, позволяющей рассчитывать и прогнозировать величину коэффициента восстановления скорости тела при ударе по объекту, обладающему конструкционной податливостью. В связи с этим в задачи данной работы входила разработка такой модели в первом приближении.

В основу модели положена двухмассовая система (рисунок 1), состоящая из ударяющего тела (бойка) массой m_1 и объекта с приведенной массой m_2 , по которому наносится удар. В качестве бойка принят стальной шар с радиусом r . Контактная жесткость шара и объекта моделировалась упругим элементом с коэффициентом жесткости c_1 . Объект обладает некоторой конструкционной податливостью, которая учитывается упругим элементом с коэффициентом жесткости c_2 .

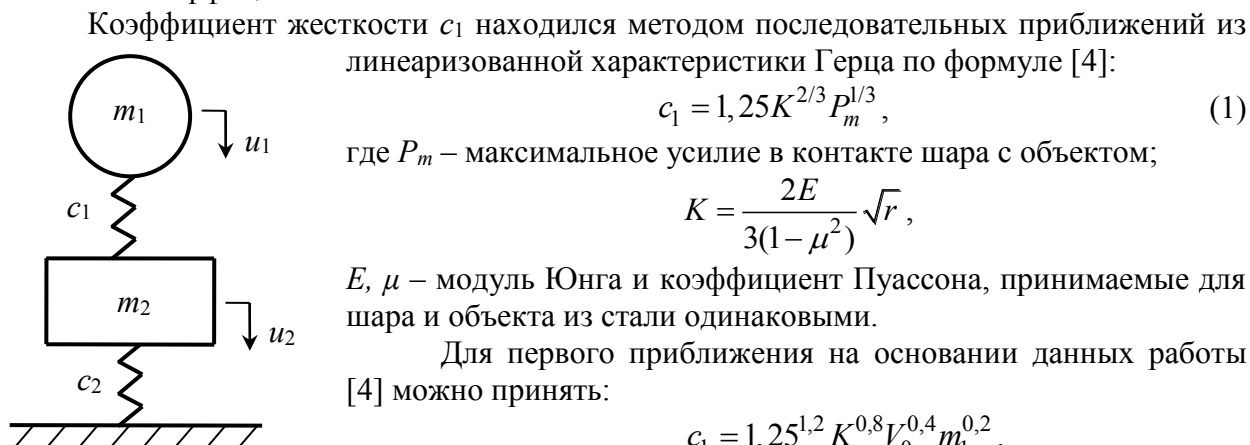


Рис. 1.

Значение коэффициента жесткости c_2 зависит от конкретного объекта. Например, в эксперименте, описанном в

работах [2, 5], при ударе стальным шаром диаметром 27 мм по центру поверхности стального короба с размерами свободной поверхности в плане 36×280 мм и толщиной этой поверхности 3 мм коэффициент жесткости c_2 составлял $1,613 \cdot 10^8$ Н/м.

Уравнения движения рассматриваемой системы имеют вид:

$$\begin{cases} m_1 \ddot{u}_1 + c_1(u_1 - u_2) = 0; \\ m_2 \ddot{u}_2 - c_1(u_1 - u_2) + c_2 u_2 = 0. \end{cases} \quad (2)$$

где u_1, u_2 – соответственно перемещения первой и второй масс.

Выражая из первого уравнения системы (2):

$$u_2 = \frac{m_1}{c_1} \ddot{u}_1 + u_1, \quad (3)$$

и подставляя во второе уравнение (2), после преобразований получим дифференциальное уравнение относительно функции $u_1(t)$:

$$u_1^{IV} + 2h\ddot{u}_1 + k^2 u_1 = 0, \quad (4)$$

где $2h = \left(\frac{c_1}{m_1} + \frac{c_1}{m_2} + \frac{c_2}{m_2} \right)$, $k^2 = \frac{c_1 c_2}{m_1 m_2}$.

Вид решения дифференциального уравнения (4) определяется корнями его характеристического уравнения:

$$r^4 + 2hr^2 + k^2 = 0.$$

Это уравнение имеет четыре мнимых корня:

$$r_{1,2} = \pm ip; \quad r_{3,4} = \pm iq$$

где $p = \sqrt{h - \sqrt{h^2 - k^2}}$, $q = \sqrt{h + \sqrt{h^2 - k^2}}$.

Так как корни мнимые, решение записывается в виде суммы тригонометрических функций:

$$u_1(t) = A_1 \sin pt + A_2 \cos pt + A_3 \sin qt + A_4 \cos qt, \quad (5)$$

где A_1, A_2, A_3, A_4 – постоянные, находящиеся из начальных условий:

$$u_1(0) = 0, \quad \dot{u}_1(0) = V_0, \quad u_2(0) = 0, \quad \dot{u}_2(0) = 0. \quad (6)$$

Подставляя решение (5) в соотношение (3), получим функцию перемещения для второй массы:

$$u_2(t) = \left(1 - \frac{m_1}{c_1} p^2 \right) (A_1 \sin pt + A_2 \cos pt) + \left(1 - \frac{m_1}{c_1} q^2 \right) (A_3 \sin qt + A_4 \cos qt). \quad (7)$$

Подставляя решения (5), (7) в начальные условия по перемещениям, найдем:

$$A_2 + A_4 = 0;$$

$$A_2 \left(1 - \frac{m_1}{c_1} p^2 \right) + A_4 \left(1 - \frac{m_1}{c_1} q^2 \right) = 0.$$

Из этих двух уравнений следует:

$$A_4 = -A_2; \quad A_2 (q^2 - p^2) = 0.$$

Так как $q^2 - p^2 \neq 0$, остается $A_2 = 0, A_4 = 0$, и функции (5), (7) принимают вид:

$$u_1(t) = A_1 \sin pt + A_3 \sin qt; \quad (8)$$

$$u_2(t) = \left(1 - \frac{m_1}{c_1} p^2 \right) A_1 \sin pt + \left(1 - \frac{m_1}{c_1} q^2 \right) A_3 \sin qt. \quad (9)$$

Дифференцируя эти функции по времени и подставляя в начальные условия (6) по скоростям, найдем

$$A_1 = -\frac{V_0}{p(q^2 - p^2)} \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right); \quad A_3 = \frac{V_0}{q(q^2 - p^2)} \left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right).$$

С учетом найденных постоянных интегрирования решения (5), (7) принимают вид:

$$u_1(t) = \frac{V_0}{q^2 - p^2} \left[\frac{1}{q} \left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right) \sin qt - \frac{1}{p} \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right) \sin pt \right]; \quad (10)$$

$$u_2(t) = \frac{m_1 V_0}{c_1 (q^2 - p^2)} \left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right) \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right) \left[\frac{1}{q} \sin qt - \frac{1}{p} \sin pt \right]. \quad (11)$$

Скорости масс определяются как:

$$\dot{u}_1(t) = \frac{V_0}{q^2 - p^2} \left[\left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right) \cos qt - \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right) \cos pt \right]; \quad (12)$$

$$\dot{u}_2(t) = \frac{m_1 V_0}{c_1 (q^2 - p^2)} \left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right) \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right) (\cos qt - \cos pt). \quad (13)$$

Усилия в контакте шара с объектом P и объекта с опорой Q находятся из соотношений:

$$P(t) = c_1 (u_1(t) - u_2(t)); \quad Q(t) = c_2 u_2(t),$$

которые после подстановки соответствующих функций имеют вид:

$$P(t) = \frac{m_1 V_0}{q^2 - p^2} \left[q \left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right) \sin qt - p \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right) \sin pt \right]; \quad (14)$$

$$Q(t) = \frac{c_2 m_1 V_0}{c_1 (q^2 - p^2)} \left(\frac{c_1}{m_1} - p^2 \right) \left(\frac{c_1}{m_1} - q^2 \right) \left[\frac{1}{q} \sin qt - \frac{1}{p} \sin pt \right]. \quad (15)$$

Очевидно, если величина массы m_2 намного меньше массы m_1 и ей можно пренебречь, то задача сводится к удару шаром по упругому элементу с приведенным коэффициентом жесткости c , равным:

$$c = \frac{c_1 + c_2}{c_1 c_2}.$$

В этом случае после удара коэффициент восстановления скорости шара будет равным единице.

Если, наоборот, величина массы m_2 намного больше массы m_1 , то за время удара масса m_2 переместится на пренебрежимо малую величину и можно рассматривать данную систему как удар шаром по неподвижной поверхности. В этом случае при упругой модели, основанной на гипотезе Герца, коэффициент восстановления скорости шара после удара также будет равен единице, а величина коэффициента жесткости c_2 практически не будет оказывать влияния на коэффициент восстановления.

Рассмотрим третий случай. Допустим, что в расчетной схеме массы тел и коэффициенты жесткостей одинаковые, т.е.:

$$m_1 = m_2 = m; \quad c_1 = c_2 = c.$$

В этом случае, обозначая $c/m = k_1$, из предыдущих формул получим:

$$h = \frac{3c}{2m} = \frac{3}{2} k_1; \quad k^2 = k_1^4; \quad p = \sqrt{\frac{k_1^2}{2} (3 - \sqrt{5})} = 0,618 k_1; \quad q = \sqrt{\frac{k_1^2}{2} (3 + \sqrt{5})} = 1,618 k_1; \quad (16)$$

$$q^2 - p^2 = 2,236k_1^2; \quad \frac{c}{m} - p^2 = 0,618k_1^2; \quad \frac{c}{m} - q^2 = -1,618k_1^2. \quad (17)$$

Подставляя эти выражения в формулу (14), запишем:

$$P(t) = \frac{mV_0}{2,236} (\sin 1,618k_1t + \sin 0,618k_1t); \quad (18)$$

Приравняв равенство (18) к нулю, получим условие, соответствующее времени окончания удара τ :

$$\sin 1,618k_1\tau = -\sin 0,618k_1\tau.$$

Это условие выполняется если:

$$1,618k_1\tau = 2\pi - 0,618k_1\tau,$$

откуда следует:

$$k_1\tau = \frac{\pi}{1,118}. \quad (19)$$

Подставляя выражения (16), (17), (19) в формулы (10)–(13), вычислим перемещения и скорости масс в конце удара:

$$u_1(\tau) = u_2(\tau) = 0,9863V_0 / k_1; \quad \dot{u}_1(\tau) = -0,165V_0; \quad \dot{u}_2(\tau) = 0. \quad (20)$$

Из полученных результатов следует, что коэффициент восстановления скорости шара после удара равен 0,165. При этом отделение шара от объекта происходит в положении, не достигающим нулевого, при скорости объекта, равной нулю.

Для проверки достоверности полученных результатов вычислим энергию шара и энергию колебаний второй массы после удара.

Энергия шара определится как:

$$A_1 = mV^2(\tau) / 2 = 0,027A_0, \quad (21)$$

где A_0 – энергия шара до удара, $A_0 = mV_0^2 / 2$.

Для определения энергии колебаний второй массы после удара необходимо решить уравнение её свободных колебаний:

$$m\ddot{u}_2 + cu_2 = 0.$$

Решением этого уравнения при начальных условиях (20) является функция:

$$u_2(t) = 0,9863 \frac{V_0}{k_1} \sin k_1t,$$

амплитуда которой A равна $0,9863V_0/k_1$.

Энергия колебаний определится как:

$$A_2 = \frac{cA^2}{2} = \frac{0,973cV_0^2}{k_1^2} = 0,973A_0. \quad (22)$$

Складывая энергию шара (21) и энергию колебаний второй массы (22) после удара, получим начальную энергию шара до удара, что подтверждает достоверность полученных результатов.

Таким образом, проведенный анализ показал, что конструкционная податливость объекта может оказывать существенное влияние на коэффициент восстановления скорости тела после удара. При этом существует определенное соотношение параметров системы, при котором этот коэффициент имеет минимальное значение. Определение этого соотношения может являться одной из задач дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремьянц В.Э., Дандыбаев Е.С., Умербеков Т.Д. Отскок бойка при ударе по волноводу, взаимодействующему со стальной пластиной // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2005. № 2. С. 79-85.
2. Еремьянц В.Э., Васильков Р.Е. Влияние конструкционной податливости короба на коэффициент восстановления скорости шара при ударе по его поверхности // Современные техника и технологии в научных исследованиях: материалы 6-й Международной конференции молодых ученых. Бишкек: Научная станция РАН. 2014. С. 193–197.
3. Еремьянц В.Э., Васильков Р.Е. К определению коэффициента восстановления скорости сферы при ударе по пластине // Известия КГТУ им. И. Раззакова. 2014. № 32. Ч. 2. С. 57–61.
4. Еремьянц В.Э. Динамика ударных систем. Моделирование и методы расчета. Саарбрюккен: Palmarium Academic Publishing. 2012. 586 с.
5. Еремьянц В.Э., Панова Л.Т., Васильков Р.Е. Влияние координат приложения внешней силы на податливость поверхности короба // Современные техника и технологии в научных исследованиях: материалы 6-й Международной конференции молодых ученых. Бишкек: Научная станция РАН. 2014. С. 197–202.

ГРАНИЦЫ ПРИМЕНИМОСТИ СУЩЕСТВУЮЩЕЙ МОДЕЛИ ВИБРОУДАРНОЙ ОЧИСТКИ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Ню В.В.

тел.: +996 0555 099095, e-mail: vniu14@yandex.com

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызская Республика

В Кыргызско-Российском Славянском университете на протяжении ряда лет ведутся работы по созданию и обоснованию модели виброударной очистки внутренних поверхностей различных емкостей. Полученные результаты применительно к очистке поверхностей пневматическими и кривошипно-коромысловыми виброударными механизмами достаточно подробно изложены в монографии [1]. В работах [2–3] рассматривалась модель, соответствующая очистке поверхностей гидравлическими виброударными механизмами. В этих работах модель ударной системы состояла из бойка ударной машины, инструмента и обрабатываемой двухслойной пластины. Установлены закономерности изменения напряжений в элементах ударной системы и эффективности передачи энергии от бойка машины к обрабатываемой поверхности от геометрических и инерционных параметров этих элементов. Разработаны рекомендации по выбору рациональных параметров ударных систем. При этом предполагалось, без каких-либо доказательств, что выявленные закономерности справедливы и для случая обработки труб золошлакопроводов большого диаметра.

В связи с этим задачей данной работы являлась проверка достоверности этого предположения. Для его обоснования и оценки границ применимости предложенной в предшествующих работах [1–3] модели взаимодействия рабочего инструмента с обрабатываемым объектом рассмотрим два случая, когда инструмент опирается сферическим торцом на поверхность пластины (рисунок 1а), и когда он опирается на поверхность трубы (рисунок 1б).

В книге [4] приводятся формулы для определения размеров контактной площадки (a и b), максимальных напряжений (σ_m) и сближения тел (α) в зависимости от контактной силы P для случаев взаимодействия сферы с плоскостью и с цилиндром.

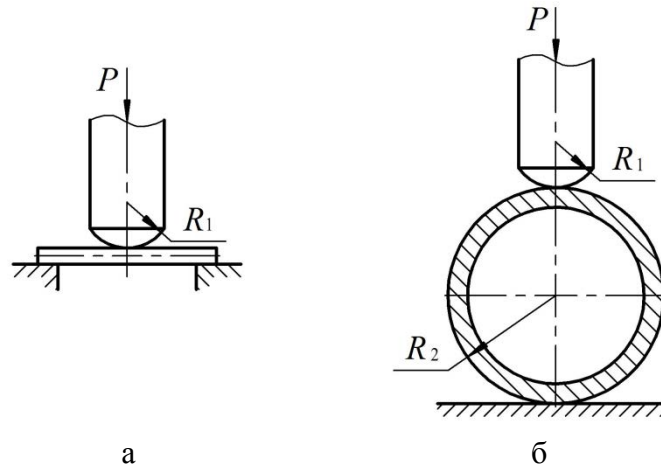


Рис. 1.

При взаимодействии сферы радиусом R_1 с плоскостью:
размеры площадки контакта:

$$a_1 = b_1 = 0,90863 \sqrt{PR_1 \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)};$$

максимальные напряжения, возникающие в контакте:

$$\sigma_{m1} = 0,57843 \sqrt{PR_1^{-2} \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)^{-2}};$$

сближение соприкасающихся тел:

$$\alpha_1 = 0,82553 \sqrt{\frac{P^2}{R_1} \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)^2}.$$

При взаимодействии сферы радиусом R_1 с цилиндром радиусом R_2 :

размеры площадки контакта:

$$a_2 = 1,145n_a \sqrt{P \frac{R_1 R_2}{2R_2 + R_1} \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)}; \quad b_2 = 1,145n_b \sqrt{P \frac{R_1 R_2}{2R_2 + R_1} \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)};$$

максимальные напряжения, возникающие в контакте:

$$\sigma_{m2} = 0,365n_p \sqrt{P \left(\frac{2R_2 + R_1}{R_1 R_2} \right)^2 \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)^{-2}};$$

сближение соприкасающихся тел:

$$\alpha_2 = 0,655n_\alpha \sqrt{P^2 \left(\frac{2R_2 + R_1}{R_1 R_2} \right) \left(\frac{1-\mu_1^2}{E_1} + \frac{1-\mu_2^2}{E_2} \right)^2}.$$

При характерном для сталей коэффициенте Пуассона $\mu = \mu_1 = \mu_2 = 0,3$, и одинаковых модулях упругости обоих тел E эти формулы упрощаются и принимают вид:

$$a_1 = b_1 = 1,1093 \sqrt{\frac{PR_1}{E}}; \quad \sigma_{m1} = 0,3883 \sqrt{\frac{PE^2}{R_1^2}}; \quad \alpha_1 = 1,2313 \sqrt{\frac{P^2}{E^2 R_1}}; \quad (1)$$

$$a_2 = 1,397n_a \sqrt[3]{\frac{P}{E} \left(\frac{R_1 R_2}{2R_2 + R_1} \right)}; \quad b_2 = 1,397n_b \sqrt[3]{\frac{P}{E} \left(\frac{R_1 R_2}{2R_2 + R_1} \right)}; \quad (2)$$

$$\sigma_{m2} = 0,245n_p \sqrt[3]{PE^2 \left(\frac{2R_2 + R_1}{R_1 R_2} \right)^2}; \quad \alpha_2 = 0,977n_\alpha \sqrt[3]{\frac{P^2}{E^2} \left(\frac{2R_2 + R_1}{R_1 R_2} \right)}.$$

В этих формулах коэффициенты n_a , n_b , n_p , n_α находятся по таблице, приведенной в [4], и зависят от отношения кривизн контактных поверхностей A/B , где

$$A = \frac{1}{2R_1}; \quad B = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right); \quad \frac{A}{B} = \frac{R_2}{R_1 + R_2}. \quad (3)$$

Введем обозначение $R_1/R_2 = \Delta R$ и, разделив числители и знаменатели формул (2), (3) на R_2 , приведем их к виду:

$$\frac{A}{B} = \frac{1}{1 + \Delta R}; \quad (4)$$

$$a_2 = 1,397n_a \sqrt[3]{\frac{P}{E} \left(\frac{R_1}{2 + \Delta R} \right)}; \quad b_2 = 1,397n_b \sqrt[3]{\frac{P}{E} \left(\frac{R_1}{2 + \Delta R} \right)}; \quad (5)$$

$$\sigma_{m2} = 0,245n_p \sqrt[3]{PE^2 \left(\frac{2 + \Delta R}{R_1} \right)^2}; \quad \alpha_2 = 0,977n_\alpha \sqrt[3]{\frac{P^2}{E^2} \left(\frac{2 + \Delta R}{R_1} \right)}. \quad (6)$$

Разделив формулы (5), (6) на соответствующие формулы (1), запишем:

$$\frac{a_2}{a_1} = \frac{1,2597n_a}{\sqrt[3]{2 + \Delta R}}; \quad \frac{b_2}{b_1} = \frac{1,2597n_b}{\sqrt[3]{2 + \Delta R}}; \quad (7)$$

$$\frac{\sigma_{m2}}{\sigma_{m1}} = 0,6314n_p \sqrt[3]{(2 + \Delta R)^2}; \quad \frac{\alpha_2}{\alpha_1} = 0,7937n_p \sqrt[3]{2 + \Delta R}. \quad (8)$$

В таблице 1 приведены результаты расчета по формулам (4), (8) при различных значениях ΔR . Они показывают, что при взаимодействии инструмента с цилиндром напряжения, возникающие в контакте этих тел, несколько больше, чем при взаимодействии инструмента с пластиной. Но при отношении радиуса сферы контактного торца инструмента к радиусу цилиндра меньшему 0,3 возрастание контактных напряжений не превышает 10%. При этом увеличение местных контактных деформаций, определяющих приведенный коэффициент жесткости контакта, составляет менее 5%.

Таблица 1.

ΔR	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35
A/B	0,9520	0,9091	0,8690	0,8333	0,8000	0,7692	0,7407
$n_p = n_\alpha$	0,9999	0,9995	0,9993	0,9980	0,9972	0,9960	0,9950
σ_{m2}/σ_{m1}	1,0188	1,0349	1,0511	1,0659	1,0811	1,0958	1,1105
α_2/α_1	1,0082	1,0159	1,0237	1,0302	1,0371	1,0435	1,0500

Приведенный коэффициент жесткости контакта определяет все основные параметры процесса взаимодействия инструмента с пластиной: напряженное состояние инструмента, пластины и слоя отложений, эффективность передачи энергии удара через инструмент в пластину. Учитывая это, можно сделать вывод, что при отношении радиуса сферы контактного торца инструмента к радиусу цилиндра меньшему 0,3 с погрешностью, не превышающей 5%, можно использовать формулы, полученные для взаимодействия инструмента с пластиной.

Для конкретного случая обработки золошлакопроводов диаметром 500 мм [1–3] инструментом с радиусом контактной поверхности 50 мм величина ΔR составляет 0,2. При этом контактная жесткость отличается от контактной жесткости инструмента и пластины всего на 3%, что вполне допустимо.

Предшествующие исследования [2] показали также, что для повышения эффективности передачи энергии удара в пластину необходимо стремиться к увеличению радиуса сферы контактного торца инструмента. В идеальном случае этот торец должен быть плоским. Отмеченные выше модели не позволяют рассмотреть такой случай, поскольку при стремлении радиуса торца инструмента к бесконечности коэффициент жесткости контакта инструмента с пластиной также стремится к бесконечности. Отсюда возникает задача определения коэффициента жесткости контакта при взаимодействии плоскости с цилиндром (рис. 2а).

В соответствии с данными, приведенными в работе [4], при взаимодействии цилиндра радиусом R с плоскостью при одинаковых модулях упругости материалов соприкасающихся тел E и коэффициенте Пуассона, равном 0,3, полуширина площадки контакта определяется формулой:

$$b = 1,526 \sqrt{\frac{PR}{lE}}, \quad (9)$$

где P – сжимающее усилие; l – длина площадки контакта.

Максимальные напряжения в контакте и сближение тел из-за местных деформаций определяются формулами:

$$\sigma_m = 0,418 \sqrt{\frac{PE}{Rl}}; \quad \alpha = 1,82 \frac{P}{El} (1 - \ln b). \quad (10)$$

Из формул (9) и (10) следует, что между силой сжатия P и максимальным сближением тел или местной деформацией α существует определенная, но в данном случае неявная связь.

Для выявления этой связи в качестве примера построим график зависимости $P(\alpha)$, задавая определенные значения P и вычисляя затем b и α . При расчете принималось $R = 0,25$ м, $l = 0,08$ м, $E = 20,4 \cdot 10^{10}$ Па. При этих исходных данных формулы (9), (10) принимают вид:

$$b = 0,5973 \cdot 10^{-5} \sqrt{P}; \quad \ln b = 0,5 \ln P - 12,0282; \\ \alpha = 0,5576 \cdot 10^{-10} P(26,0564 - \ln P). \quad (11)$$

График зависимости $P(\alpha)$, построенный по этой формуле, показан на рисунке 2б.

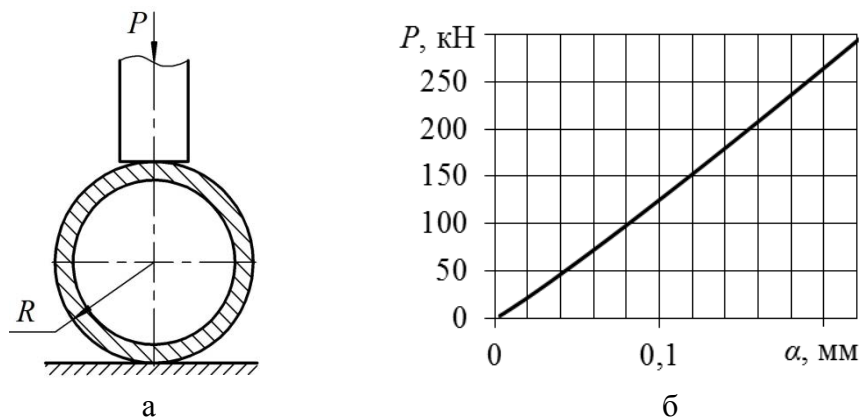


Рис. 2

Эту зависимость на интервале изменения сил от 15 до 300 кН с погрешностью, не превышающей 5%, можно описать линейной функцией вида:

$$P(\alpha) = c(\alpha - \alpha_0),$$

где c – приведенный коэффициент жесткости контактной характеристики; α_0 – постоянный коэффициент. Для рассматриваемого примера $c = 1,33 \cdot 10^9$ Н/м, $\alpha_0 = 3 \cdot 10^{-6}$ м.

Таким образом, проведенный анализ показал, что, по крайней мере, при очистке труб золошлакопроводов диаметром 500 мм коэффициент жесткости контакта инструмента с трубой можно считать постоянным в довольно большом диапазоне изменения контактной силы.

Полученные результаты позволяют оценить границы применимости различных моделей контактных характеристик и могут быть использованы при создании и совершенствовании виброударных машин для очистки поверхностей пластин и пологих оболочек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремьянц В.Э., Асанова А.А. Виброударная очистка поверхностей. Очистка кривошипно-коромысловыми ударными механизмами. Саарбрукен: Издательский дом Palmarium Academic Publishing. 2015. 124 с.
2. Нью В.В. Влияние пластических деформаций в контакте инструмента с пластиной на эффективность передачи энергии при виброударной обработке поверхностей //Современные техника и технологии в научных исследованиях. Материалы 7-й международной конференции молодых ученых. Бишкек: Научная станция РАН. 2015. С. 168–172.
3. Еремьянц В.Э., Нью В.В. Влияние параметров ударной системы на напряженное состояние пластины при её виброударной очистке / Вестник КРСУ. 2015. Т. 15. № 9. С. 40–44.
4. Писаренко Г.С., Яковлев А.П., Матвеев В.В. Справочник по сопротивлению материалов. Киев: Наукова думка. 1975. 704 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНЫХ КОНСТРУКЦИЙ НАСАДОК ПЕРФОРАТОРОВ

Халисматов И.Х., Агзамов Ш.К., Исанова Р., Агзамов Ж.Ш., Туробов Б., Ризаев О.

тел.: +99893-571-16-36; e-mail: a.jamshid@inbox.ru

Ташкентский государственный технический университет имени Бегматова,
г. Ташкент, Узбекистан

Технологию и технику вскрытия пласта выбирают применительно к геолого-физической характеристике продуктивных пластов и пластовых жидкостей [1].

Пласты могут быть представлены следующими группами: а) пласты, характеризующиеся аномально высокими давлениями, высокой нефтегазонасыщенностью и фонтанированием при их вскрытии и освоении; б) пласты с аномально низким и нормальным гидростатическим пластовым давлением; в) пласты с трещинным коллектором.

Для первой группы пластов особое значение имеет надежное обустройство устья скважины, обеспечивающей безаварийное ведение работ. Для второй и третьей групп скважин важно создать условия, благоприятные для притока нефти и газа в скважину. Известно, что в сороковых годах пулевое перфорирование скважин было заменено более совершенным методом – кумулятивной перфорацией, а затем, в 1960 г., ВНИИНефтегазом

был испытан и рекомендован гидропескоструйный метод вскрытия продуктивных пластов [2, 5].

Гидродинамическая связь пласта со скважиной с закрытым забоем осуществляется перфорацией или торпедированием. На поисково-разведочных скважинах применяется в основном кумулятивная перфорация. В поровых коллекторах с достаточно хорошей изученностью пласта целесообразно проводить пулевую или торпедную перфорацию. Если при тампонажных работах пластические свойства цемента не улучшены соответствующей добавкой, то при пулевой и торпедной перфорации в цементном камне появляются трещины, открывающие свободный доступ циркуляции посторонних вод и прорыва газа в затрубное пространство. Для поисковых скважин, в которых разрез не изучен, рекомендуется кумулятивная перфорация. Перфорация может проводиться одиночными выстрелами и залпами. Залповая перфорация приводит к разрушению кольца и растрескиванию цементного камня. Поэтому рекомендуется перфорировать колонну отдельными выстрелами. Это несколько дольше, но безопасней для цементного кольца [1].

В трещинных коллекторах всех видов пулевая и кумулятивная перфорация неприемлемы.

Гидропескоструйный метод является высокоэффективным средством сообщения ствола скважины с продуктивным пластом и интенсификации других способов обработки призабойной зоны. От других видов перфорации гидропескоструйная отличается следующим: а) в каналах не происходит уплотнения породы и не изменяются её естественные физические свойства; б) в обсадной колонне не образуются трещины, цементный камень не растрескивается; в) позволяет провести щелевую перфорацию.

Несомненно, в поисково-разведочных скважинах следует рекомендовать гидропескоструйную перфорацию, при этом создание каналов в обсадной колонне, цементном камне и породе пласта осуществляется за счет использования абразивного и мониторного эффектов высоконапорных песчано-жидкостных струй. Струи вылетают с большой скоростью из абразивостойких твердосплавных насадок специального глубинного устройства – пескоструйного перфоратора [2].

Основной сущностью процесса является то, что главным рабочим узлом при гидропескоструйном процессе является насадка перфоратора, формирующая абразивную струю.

В работе [2] исследованы различные типоразмеры насадок: они содержали по три диаметра проточной части; насадки эллиптические, коноидальные и конические были диаметром $d_1=3.0$; 4.5 и 6.0 мм; насадки конусные – $d_1=3.2$; 4.3 и 5.2 мм. Основным критерием эффективности работы насадки гидропескоструйного перфоратора является её пробивная способность – глубина канала, вырабатываемая струей в преграде при заданных технологических параметрах процесса. Рациональную форму насадки только лишь по её пробивной способности оценить, очевидно, нельзя. Таким образом, при оценке оптимальной формы насадки необходимо учитывать её гидравлическую характеристику, долговечность, простоту изготовления, вид работ и конструктивные особенности устройства, в котором монтируется насадка.

Авторами работы исследована конструкция коноидальной насадки. Опытные исследования в скважине № 1 площади Ходжамубарек на ООО «Мубарекнефтегаз» показали её хорошую износостойкость. В нашем случае вполне удовлетворительную абразивостойкость показали насадки, изготовленные из сплавов карбида вольфрама.

Таким образом, можно утверждать, что неравномерность износа насадок по их длине свидетельствует о том, что структура двухфазного потока по длине насадки изменяется при формировании струи во входной части насадки, т.е. твердая фаза концентрируется по центру струи, а у стенок насадки движется слой жидкости без песка.

В ТашГТУ налажено опытное производство насадок с коноидальным входом, имеется в наличии достаточное количество насадок указанной конструкции (рис. 1) для

использования в промышленных условиях. Условия и требования по использованию насадок для гидropескоструйных перфораторов приведены в [5].

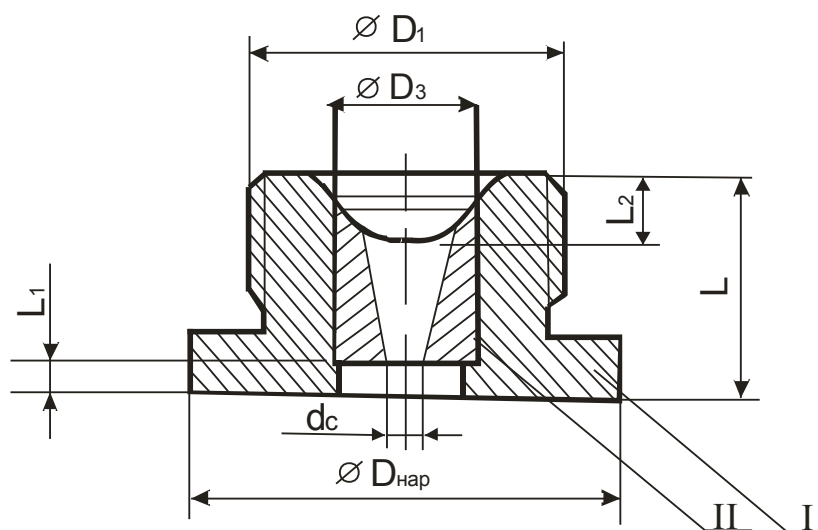


Рис. 1. Схема корпуса насадки с твердосплавной винтовой вставкой.
I – обычная сталь; II – винтовая вставка из абразивостойкого материала.

Выводы. На практике выпускаются три типоразмера насадок с внутренним диаметром 3; 4.5 и 6 мм. Насадки диаметром 3 мм используют для вырезки прихваченных труб в обсадных скважинах, а также в случаях, когда глубина резания должна быть минимальной. Насадки диаметром 4.5 мм применяют для перфорации скважин, а также при других видах обработки, когда процесс ограничивается темпом прокачки жидкости. Насадки диаметром 6 мм применяют при обработках, ограниченных давлением, а также во всех случаях, когда глубина вскрытия должна быть максимальной, т.е. разведочные скважины, иницирование трещин гидравлического разрыва и т.п. При ГПП-вскрытии нескольких маломощных пластов, отстоящих друг от друга на большом расстоянии, а также пластов большой мощности и с аномально высоким пластовым давлением, целесообразно применять блок гидropескоструйных перфораторов. Монолитные, однородные по проницаемости продуктивные пласты вскрывают точечными каналами. Плотность перфорации при этом составляет 2–4 отверстия на погонный метр вскрываемой мощности. Плотные, абразивостойкие, слабопроницаемые и устойчивые коллекторы (песчаник, известняк, доломит) эффективнее вскрывать вертикальными щелями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоровский В.А. Опробование разведочных скважин. М.: Недра. 1968.165 с.
2. Лесик Н.П., Усачев П.М. // Труды ВНИИ (Всесоюзный нефтегазовый НИИ). Вып. LIII (53), 1970. М.: Недра. С. 200-209.
3. Гадиев С.М., Лазаревич И.С. Воздействие на призабойную зону нефтяных и газовых скважин. М.: Недра. 1966.
4. Солдатов А.М. и др. Разрушение горных пород и металла гидropескоструйным методом / Научно-тематический сборник ВНИИОЭНГ. № 11. Москва. 1964.
5. Временная инструкция по гидropескоструйному методу перфорации и вскрытию пласта. М.: ВНИИ. 1967.

МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

ОБОСНОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ МИКРОКЛИМАТА ТЕПЛИЦЫ

Атыханов А.К., Мукатай Н.

тел: 8702-166-3-99; e-mail: nureke_phd@mail.ru

Казахский национальный аграрный университет, г. Алматы, Республика Казахстан

Условия, способствующие достижению высокой урожайности сельскохозяйственных культур в теплице, называют парниковым микроклиматом. К климатическим переменным относят следующие параметры: температуру, радиацию, уровень углекислого газа, влажность и скорость ветра. Обмен энергией и массой между внутренним и внешним воздушными пространствами теплицы влияет на ее микроклимат. Этот обмен может быть описан с учетом энергии теплицы и количества массы. Энергетический бюджет - это баланс между внутренними и внешними энергетическими потоками теплицы, в то время, как бюджет массы предполагает вход и отток массы (водяного пара и диоксида углерода). Оба бюджетных параметра находятся под влиянием структуры и дизайна теплицы, внешней среды, состояния растения и управленческих решений.

1. Влияния тепличного покрытия на микроклимат теплицы. Покрытие теплицы играет важную роль в формировании климатических условий в ней. Оно действует как барьер между внутренней и внешней по отношению к теплице средами. За счет пониженной турбулентности, обладающей оптическими свойствами, барьер регулирует поток воздуха и излучения, поступающих извне. В воздушном пространстве теплицы, как правило, имеется толстый пограничный слой, который возникает из-за низкой скорости движения воздуха (благодаря наличию барьера, движение возникающего ветра происходит вдоль покрытия). Следовательно, сопротивление на покрытии достаточно высокое, поэтому сокращается явный и скрытый взаимообмен тепла между внутренней и наружной средами. Таким образом, в результате этого возникает постепенное накопление температуры и влажности в теплице, а подавление конвекции способствует появлению «парникового эффекта». Ученые обнаружили, что от тепличной поверхности происходит сильное отражение: только 22% поглощённых длинных волн способствуют увеличению температуры [1].

2. Влияние радиации и температуры на тепличное производство. Рост растений зависит от взаимодействия факторов среды, связанных с параметрами воздуха и почвы (влажность и температура). Эти факторы поддаются манипуляции, благодаря которой возможно достижение оптимальной урожайности. В данной статье внимание будет сосредоточено главным образом на двух факторах: свет и температура, которые зависят от излучения и входного энергетического бюджета. Следует отметить, что в тепличном производстве чаще всего свет и температура являются ограниченными факторами, поэтому для достижения удовлетворительного результата необходимо дополнительное воздействие на растения, осуществляемое с помощью полива и удобрения.

Рост и развитие растений регулируется также перепадом температуры – разницей между дневной и ночной температурами воздуха. Была установлена ежедневная средняя температура – 18.6°. Комбинация 22°C (день)/16-18°C(ночь) в пасмурные дни и 24-28°C (день)/16-18°C (ночь) в солнечные дни дает очень высокую урожайность и качество. Ночные температуры, как правило, влияют на длину стебля и частоту сбора урожая. Регулирование температуры в теплице в течение более длительных периодов (от 14 до 16 часов) в ночное время оказывает содействие в повышении качества и прироста урожайности культур. Эти микроклиматические переменные (температура воздуха) являются основным сдерживающим фактором в теплицах Казахстана в течение зимнего и летнего периода. В течении зимнего сезона ночная температура составляет -10°C, во время летнего сезона уровень температуры воздуха достаточно высок из-за высокой лучевой нагрузки. Согласно РГП Казгидромет

(2010), дневная температура может достигать 30°C в сочетании с низкой влажностью до 30%.

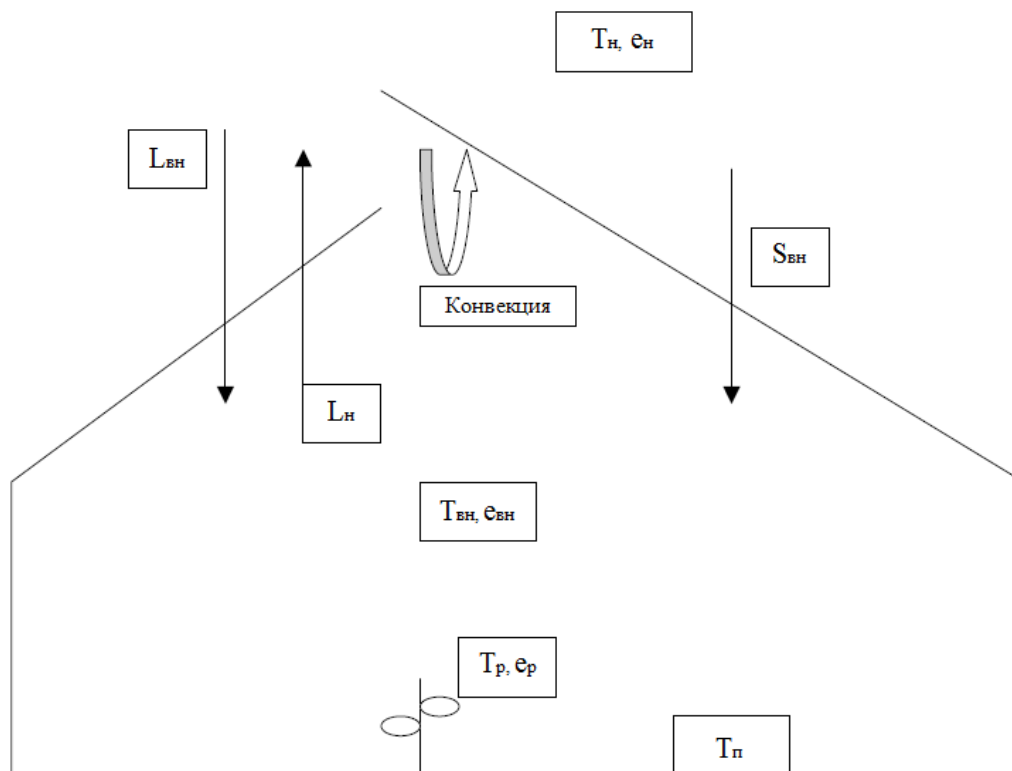


Рисунок 1. Типичный микроклимат проветриваемой теплицы:

$L_{вн}$ – нисходящая длинноволновая радиации; L_n – восходящее излучение в диапазоне длинных волн; $T_{вн}$ и T_n – внутренняя и внешняя температуры воздуха; $S_{вн}$ – приходящая солнечная радиация; T_r – температура растительности; T_p – температура почвы; $\epsilon_{вн}$ и ϵ_n – внутреннее и наружное давление паров воздуха соответственно; ϵ_r – давление паров растительности.

2.1. Контроль температуры в теплице. В тепличном производстве возникновение температурных перепадов может быть предотвращено одним из трех способов: затенение, запотевание или вентиляция.

Затенение предполагает применение материалов, таких как полотна, экраны или краски на выбросы парниковых крыш или стен, в качестве средства снижения радиационной нагрузки в теплице и последующее увеличение температуры воздуха. В случае боковых экранов, их открытие повышает циркуляцию воздуха внутри теплицы, тем самым снижая температуру воздуха из-за непрерывного его перемешивания. Использование ткани, успешно уменьшает интенсивность света на 50%. Также снижение фотосинтетического процесса связано и с таким фактором, как последующее увеличение уровня влажности из-за затенения, что влияет на общий урожай производительности [2].

Запотевание – это другой способ снижения температуры воздуха в теплице. Запотевание предполагает охлаждение воздуха в теплице вследствие испарения воды. Мелкие капли, произведенные во время запотевания, испаряются за счет тепла (около 2260 кДж кг⁻¹ воды), а затем охлаждаются в результате понижая температуры воздуха. Эффективность применения способа запотевания зависит также и от циркуляции воздуха, иначе либо будут созданы в теплице слишком высокие температурные условия, либо в условия повышенной влажности приведут к накоплению грибковых заболеваний.

Третий способ регулирования температуры – механизм вентиляции, который является одним из наиболее часто применяемых в казахстанских теплицах. Вентиляция позволяет обновлять воздух в теплице естественным или принудительным путем. С помощью принудительной вентиляции наружный воздух всасывается в теплицу, а внутренний воздух выкачивается с помощью вентиляторов. Этот тип вентиляции не является широко используемым в казахстанских теплицах из-за высокой стоимости оборудования и электроэнергии, необходимой для работы вентиляторов. Вторая форма вентиляции, которая более актуальна для казахстанских теплиц – естественная вентиляция. Естественная вентиляция предполагает передвижение масс воздуха между пространством теплицы и внешней средой посредством вентиляторов, установленных на крыше или по бокам. Боковые отверстия установлены на роликах и имеют ручное управление, а отверстия в крыше либо фиксированы, либо поддаются контролю.

3. Физические процессы в теплицах. Состояние важных переменных в теплицах, таких как температура воздуха и его относительная влажность, а также температура растительности, определяются энергетическим и материальным балансом соответствующих слоев внутри теплицы. Обмен энергией и массой (водяного пара и диоксида углерода) между парниковыми слоями (крыша, внутренний воздух, растительность и почва) и внешним воздухом происходят за счет комбинирования различных процессов переноса, которые включают различные излучения, конвекции, теплопроводности и фазовые изменения.

Энергия и масса для различных парниковых слоев будет определен следующим образом:

1. Покрытие теплицы поглощает, отражает и пропускает солнечную радиацию извне. Солнечная радиация в свою очередь представляет собой длинноволновую (тепловую/инфракрасную) радиацию. Конвективные обмены происходят между внутренним и наружным воздухом теплицы. Также обмен энергией (скрытым теплом) с внутренним воздушным пространством происходит путем конденсации.

2. В теплице воздух поглощает солнечную радиацию и через систему вентиляции обменивается энергией с покрытием, урожаем, почвой и наружным воздушным пространством за счет конвекции.

3. Урожай поглощает солнечную радиацию и обменивается длинноволновой радиацией с растительным покровом и почвой. При этом происходит конвективный обмен с воздухом.

4. Почва поглощает солнечную радиацию и обменивается длинноволновой радиацией с растительным покровом и почвой. При этом происходит конвективный обмен энергией с воздушным пространством.

4. Моделирование парникового микроклимата. Неблагоприятные климатические условия в теплице могут возникать, например, в прохладные зимние вечера или, наоборот, при высокой интенсивности излучения, как уже говорилось выше. Переменные парникового микроклимата (температура и относительная влажность), таким образом, постоянно должны контролироваться с помощью мокрого и сухого термометра. Это такие термометры, что при заданном уровне состояния упомянутых переменных, система климат-контроля таких механизмов, как вентиляция, может настроить эти переменные в допустимых пределах. Компьютеризация контроля микроклимата теплицы сокращает трудовые затраты и улучшает регулирование климатических переменных.

Прогнозирование переменных парникового микроклимата, используя прогнозы погоды, предоставляет более доступный инструмент для контроля тепличного микроклимата в теплицах казахстанского производства. Понятие моделирование парникового микроклимата все шире используется в научных исследованиях в связи с усложнением парниковых процессов, а также с учетом высоких затрат, связанных с КИПиА.

Моделирование парникового микроклимата на основе энергетического баланса теплицы является актуальным вопросом, и впервые он был проанализирован в труде [3]. При

этом рассматриваются энергетический и массовый балансы двух типов: в установившемся состоянии и динамические.

При моделировании парникового микроклимата теплицы вводится одномерная система воздушного пространства, растительности и почвы (различные слои), и определяются их тепловой баланс. Тепловые и материальные балансовые взаимосвязи представляются в виде дифференциальных уравнений. Полученные дифференциальные системы с заданными граничными условиями решаются итеративно. Решения системы представляются как функций времени.

Выводы. Тепловые и массовые переходы для различных парниковых слоев (покрытия, воздуха, растительности и почвы) играют важную роль при формировании их температуры и относительной влажности. Обмен теплом и массой для различных парниковых слоев может происходить путем излучения, конвекции, изменения теплопроводности или фазы. Излучения, конвекции и фазовые изменения являются доминирующими видами способов организации тепло- и массообмена внутри теплицы в целом, в то время как изменение проводимости в основном ограничивается покровами и почвой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith. Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agricultural Organisation of the United Nations-Rome.1998.
2. Avissar, R. and Mahrer, Y. (1982): Verification study of a numerical greenhouse climate model. Quoted by: Zhang, Y., Mahrer, Y., and Margolin. Predicting the microclimate inside a greenhouse: an application of a one-dimensional numerical model in an unheated greenhouse. Agricultural and Forest Meteorology. 1997. 86. P. 291-297.
3. Bakker, J.C. Analysis of Humidity Effects on Growth and Production of Glasshouse Fruit Vegetables. Quoted by: Bakker, J.C. et al. (eds): Greenhouse climate control an integrated approach. Wageningen Pers. 1991.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАВНОМЕРНОСТИ ДВИЖЕНИЯ ХЛЕБНОЙ МАССЫ В НАКЛОННОЙ КАМЕРЕ

Байзакова Ж.С., Чингенжинова Ж.С.
e-mail: info@kaznau.kz

Казахский национальный аграрный университет, г. Алматы, Казахстан

В статье представлена новая конструкция дополнительного устройства, установленного в наклонной камере для качественной уборки сухих короткостебельных зерновых культур, способствующая расширению технологических возможностей распределения (выравнивания) биомассы по ширине наклонной камеры за счет эффекта переменного зазора в зоне выбросной кромки наклонной камеры зерноуборочного комбайна. Рассмотрен процесс движения сухих короткостебельных хлебных масс в наклонной камере. Описан принцип работы уборочной машины, оборудованной дополнительным устройством для улучшения распределения хлебной массы и его эффективности.

Анализ отдельных аспектов, влияющих на высокопроизводительное и качественное проведение уборки зерновых культур, показывает, что несмотря на последние достижения науки и практики, совершенствование зерноуборочной техники еще не достигло комплексности в технологическом и техническом обеспечении уборочных работ, осуществляющей взаимосвязь многообразия факторов, которые определяют

высокопроизводительное использование техники, полный сбор выращенного урожая и получение продукции высокого качества, так как отдельные, порой оригинальные, теоретические и практические решения не приносят нужной отдачи [1].

Правильный выбор зерноуборочных комбайнов всегда имеет важное значение, и он выходит далеко за рамки стоимостного решения задачи [2].

Ученые, конструкторы и изобретатели предложили множество рекомендаций по совершенствованию конструкции комбайнов, их регулировок, а также были разработаны устройства и приспособления, снижающие как повреждение, так и травмирование зерна. Однако до настоящего времени качественные показатели работы зерноуборочных комбайнов не удовлетворяют агротехническим требованиям в части качества получаемой продукции [3].

Наиболее эффективным приемом повышения показателей качественной работы комбайна является совершенствование технологического процесса его работы.

Для равномерного распределения потока сухой короткостебельной зерновой массы до обмолота транспортирующими рабочими органами вместо днища наклонной камеры установлено дополнительное устройство, называемое “ускоритель обмолота”. Предлагаемое устройство способствует расширению технологических возможностей распределения (выравнивания) массы по ширине наклонной камеры за счет эффекта переменного зазора в зоне выбросной кромки наклонной камеры зерноуборочного комбайна [4].

При перемещении в наклонной камере нижележащие слои стеблей хлебной массы, взаимодействуя с прерывистыми гофрами данного устройства, за счет ударного импульса изменяют свое направление, т.е. перемещаются вдоль стенки гофры вправо и влево с некоторой скоростью u . Изменение количества движения стебля при взаимодействии с гофрами в момент удара, согласно рис. 1, следующее:

$$\overline{S}_{y\partial} = m\overline{u} - m\overline{v}_0 : \varepsilon \partial e\overline{S} = \int_0^{\tau} \overline{F}_{y\partial} dt \quad , \quad (1)$$

где m – масса единичного стебля; \overline{v}_0 – скорость стебля сухих короткостебельных масс в момент подхода к гофрам; u – скорость стебля в момент выхода из стенки гофры; $\overline{S}_{y\partial}$ – ударный импульс; $\overline{F}_{y\partial}$ – ударная сила; $\overline{F}_{y\partial\tau}$ – составляющая силы удара вдоль гофры, и она способствует перемещению стебля вдоль гофры; $F_{y\partial n}$ – составляющая силы удара вдоль главной нормали, способствует появлению силы реакции гофры на стебель, т.е. $\overline{F}_{\partial a_n} = \overline{N}$; F_{mp} – сила трения, возникающая при перемещении стебля вдоль гофры $F_{mp} = fN$.

$$N = F_{y\partial n} = F_{y\partial} \sin \alpha ; F_{y\partial\tau} = F_{y\partial} \cos \alpha ; F_{mp} = fN = fF_{y\partial} \sin \alpha \quad , \quad (2)$$

где f – коэффициент трения скольжения между стеблем и гофрой; α – угол между направляющей гофрой и направлением перемещения стебля вдоль наклонной камеры; N – сила реакции гофры на стебель; τ – промежуток времени, в течение которого действует ударная сила.

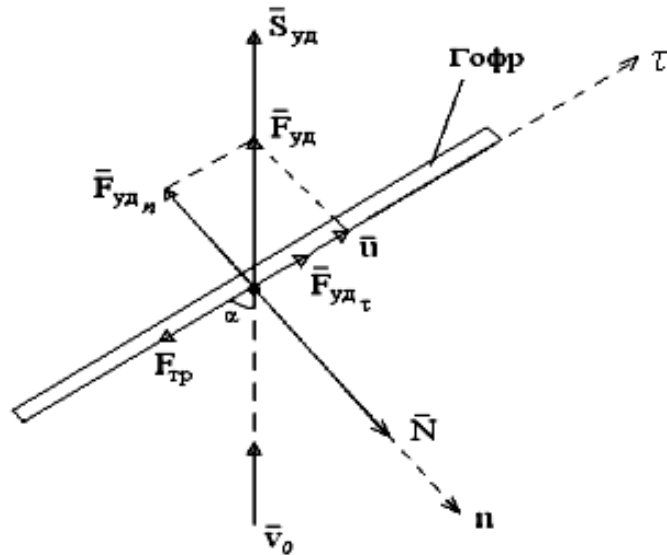


Рис. 1. В момент движения хлебной массы за счет ударного импульса.

Стебли движутся вдоль гофры, и в первом приближении это движение примем поступательным. Динамическое уравнение движения стебля вдоль гофры до дискретности:

$$m \frac{du}{dt} = \overline{F_{y\partial}} + \overline{N} + \overline{F_{mp}} + \overline{P}. \quad (3)$$

Дифференциальное уравнение движения стеблевой массы:

$$m \frac{d^2s}{dt^2} = F_{y\partial} \cos \alpha - F_{mp} - P \sin \alpha, \quad (4)$$

где s – величина смещения единичной массы вдоль гофры в функциональной зависимости от времени t . Уравнение (4) перепишем в следующем виде:

$$m \frac{du}{dt} = F_{y\partial} \cos \alpha - f F_{y\partial} \sin \alpha, \quad m \frac{du}{dt} = F_{y\partial} (\cos \alpha - f \sin \alpha) \quad (5)$$

Определим среднее значение ударной силы за время τ :

$$F_{y\partial_{cp}} = \frac{S_{y\partial}}{\tau}. \quad (6)$$

Интегрируя уравнение (5), получим:

$$\int_{v_0 \cos \alpha}^u du = \frac{F_{y\partial_{cp}}}{m} (\cos \alpha - f \sin \alpha) \int_0^t dt, \quad (7)$$

$$u = v_0 \cos \alpha + \frac{F_{y\partial_{cp}}}{m} (\cos \alpha - f \sin \alpha) t. \quad (8)$$

С течением времени u снижается до нуля, т.к. разность $(\cos \alpha - f \sin \alpha)$ имеет знак минус. Определим изменение положения стебля (или стеблевой массы) вдоль гофры, интегрируя уравнения (8):

$$\int_0^s ds = v_0 \cos \alpha \int_0^t dt + \frac{F_{y\partial_{cp}}}{m} (\cos \alpha - f \sin \alpha) \int_0^t t dt, \quad (9)$$

$$s = v_0 \cos \alpha t + \frac{F_{y\partial_{cp}}}{m} (\cos \alpha - f \sin \alpha) \frac{t^2}{2}. \quad (10)$$

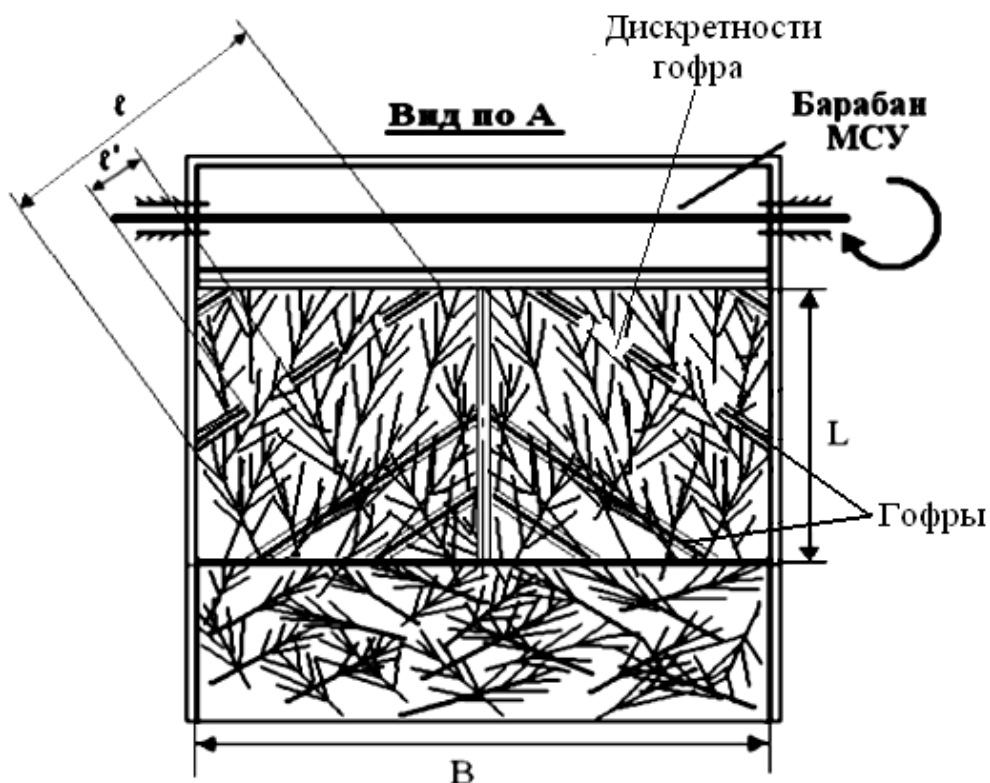


Рис. 3. Преобразование сухих короткостебельных хлебных масс по ширине молотилки зерноуборочного комбайна.

В тот момент, когда стеблевая масса, уже в некоторой степени выровненная по ширине наклонной камеры, освобождается от гофры, основной поток массы, движущейся сверху, подхватывает ее, и в дальнейшем они перемещаются по дискретности, еще более улучшая равномерность распределения движущейся массы в направлении молотильного аппарата (рис. 3).

Таким образом, при работе комбайна стебли сухих короткостебельных хлебных масс в результате движения по наклонной камере, взаимодействуя с дискретной частью гофры, изменяют свое направление и в молотильный аппарат поступают более выровненным потоком.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чепурин Г.Е., Иванов Н.М. и др. Уборка и послеуборочная обработка зерновых культур в экстремальных условиях Сибири. М.: ФГНУ «Росинформагротех». 2011. 176 с.
2. Иванов Н.М., Чепурин Г.Е. и др. Оснащение хозяйств Новосибирской области отечественной и зарубежной техникой для уборки и обработки урожая зерновых культур: рекомендации / Под ред. Н.М. Иванова и др. Новосибирск. 2010. 92 с.
3. Садыков Ж.С. Потерснижающие жатвенные машины. Алма-Ата: КазНИИНКИ. 1992. 66 с.
4. Садыков Ж.С., Есполов Т.И., Байзакова Ж.С. и др. Ускоритель обмолота для уборочных машин / Заявка на инновационный патент КР №2010/0465.1. 2010.

АНАЛИЗ СРЕДСТВ МЕХАНИЗАЦИИ ДЛЯ ПРИГОТОВЛЕНИЯ ГРАНУЛИРОВАННЫХ КОМБИКОРМОВ

Бекенев А.И., Ушкempiрова А.С.
тел.: 87016561950; e-mail: anar.6093@mail.ru
Казахский национальный аграрный университет, г. Алматы, Казахстан

Одним из средств повышения продуктивности сельскохозяйственных животных и птицы считается производство комбикормов в виде гранул (рис. 1).



Рис. 1. Гранулированный комбикорм.

Гранулированные комбикорма имеют следующие преимущества перед рассыпными: в каждой грануле состав комбикорма одинаков, и при кормлении животные получают максимум питательных веществ; потерь комбикорма при кормлении гранулами нет; гранулированные комбикорма более транспортабельны, меньше подвергаются воздействию внешней среды, занимают меньший объем; при перемещении гранул нет самосортирования, уменьшается распыл продукта.

Гранулированные комбикорма производят для всех сельскохозяйственных животных, птиц и рыб. Гранулы имеют цилиндрическую форму, их размеры зависят от того, для кормления каких видов животных они предназначены: для молодняка птицы – размером 2-3 мм; для взрослой птицы и рыбы – не более 5 мм; для поросят – 8 мм, для взрослых свиней – 10 мм.

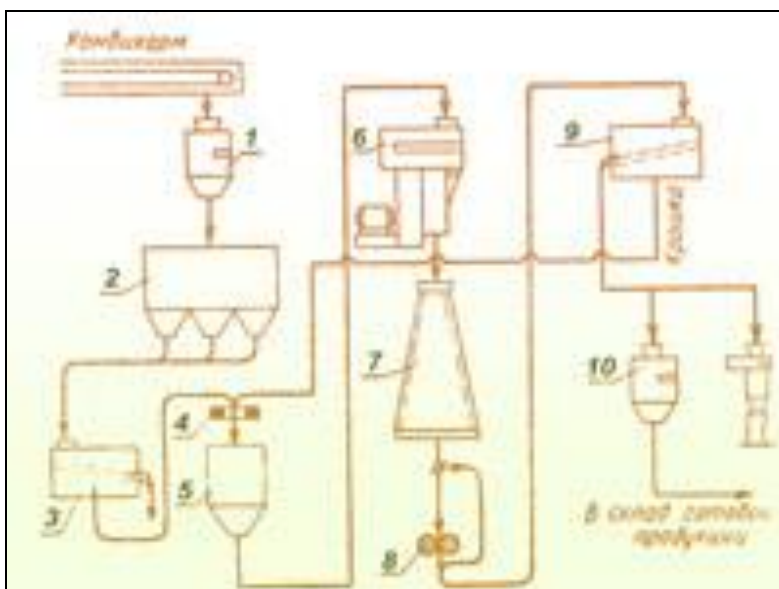


Рис. 2. Схема гранулирования комбикормов сухим способом.

Условные обозначения: 1, 10 – весы; 2, 5 – бункер; 3 – ситовой сепаратор; 4 – магнитное заграждение; 6 – пресс-гранулятор; 7 – охладительная колонка; 8 – вальцы; 9 – сепаратор.

Комбикорма на заводах можно гранулировать двумя способами: сухим и влажным. Влажный способ применяют главным образом при производстве гранул для рыбы, так как это обеспечивает стойкость гранул к размоканию. При сухом гранулировании рассыпной комбикорм обрабатывают паром или смешивают с жидкими компонентами (мелассой, гидролом), а затем прессуют (рис. 2).

Наиболее мощной и эффективной для гранулирования комбикормов является установка типа ДГ.

На рисунке 3 приведена технологическая схема установки ДГ. Рассыпной комбикорм после взвешивания на весах проходит через ситовой сепаратор и магнитное заграждение в надпрессовый бункер и на пресс-гранулятор. По выходе из пресса гранулы охлаждаются в охладительной колонке, просеиваются для отделения крошки и мучнистых частиц. Гранулы, предназначенные для цыплят, при выходе из охладительной колонки дробят на вальцовом станке и просеивают.

Пресс-гранулятор ДГ работает по следующей схеме (рис. 3). Подготовленный комбикорм поступает в питатель, являющийся одновременно регулятором производительности установки. В смесителе комбикорм подвергается обработке сухим паром при температуре 120-140 °С. После перемешивания пропаренный комбикорм поступает в прессующую камеру. Влажность гранул по выходе из камеры 16-17%, температура 50-80 °С. После охладительной колонки влажность гранул должна быть не более 14 °С, а температура на 5-8 °С выше температуры окружающей среды.



Рис. 3. Технологическая схема установки ДГ.
Условные обозначения: 1 – питатель; 2 – смеситель; 3 – пресс-гранулятор.

Гранулы вырабатываются диаметром 2,5; 3; 5; 8; 10; 12; 17 и 19 мм.

В связи с тем, что изготовление мелких гранул связано с большими затратами, целесообразно приготавливать крупные гранулы и после охлаждения дробить их в крупу с последующим отсеиванием чрезмерно измельченных и мучнистых фракций. Влажное гранулирование проводят на шнековых прессах. Для гранулирования надо использовать рассыпной комбикорм тонкого размола и без плёнок. Для контроля этого комбикорма используют сито с отверстиями диаметром не более 2 мм. К просеянному комбикорму в мешалке пресса добавляют горячую (70-80°C) воду с таким расчётом, чтобы довести влажность массы до 34-35%. Гранулы, получаемые после пресса, обдувают струёй воздуха для удаления поверхностной влаги, охлаждают, просеивают для удаления мучнистых частиц и направляют в склад готовой продукции. Гранулы, особенно те, которые вырабатывают для рыбы, проверяют на разбухаемость. Разбухаемость гранул характеризуется продолжительностью времени с момента погружения в воду до момента потери ими своей первоначальной формы. Разбухаемость гранул для рыбы – не менее 15 мин, а для птицы и свиней – 3 мин.

Оборудование для гранулирования комбикормов. Любое предприятие по производству комбикормов – будь то крупный завод или небольшой цех при хозяйстве – формирует гранулы комбикорма по одному принципу: смешанные компоненты прессуются при высоком давлении и затем формируются в гранулы. Технологический процесс гранулирования состоит из основных *четырёх этапов*, каждому из которых соответствует определенное оборудование для приготовления комбикормов:

1. Измельчение, в процессе которого сырье максимально измельчается для того, чтобы оптимально пройти сквозь прессующий узел гранулятора и обеспечить конечному продукту соответствие принятым стандартам качества.

2. Прессование в грануляторе, перед которым в оборудование поступает горячий пар для обеспечения склеивания массы.

3. Охлаждение происходит под давлением, образующимся между матрицей и роликами прессующей камеры гранулятора. На данном этапе горячие мягкие гранулы

приобретают необходимую твердость. Готовый продукт просеивается, и несформировавшиеся остатки отправляются на повторное прессование.

4. Фасовка осуществляется в пластиковые пакеты либо в мешки типа «биг-бэги».

Дробилки для измельчения компонентов бывают двух типов:

1. Решетные, в камере которых масса дробится при помощи дек и молотков. Затем материал проходит с помощью ротора через сито в кормосмеситель либо бункер хранения.

2. Дековые, в которых дробление осуществляется молотками, крутящимися в камере. Извлечение измельченного материала из дробильной камеры осуществляется тем же путем, что и в решетных дробилках.

Для отделения воздуха от материала, перемещаемого из пневмотранспортной установки, используется циклон-разгрузитель. Между накопительным бункером и пресс-гранулятором находится бункер-ворошитель, обеспечивающий целостность процесса гранулирования. Он обеспечивает непрерывную подачу массы в дозатор прессы. Ворошитель, установленный в этом оборудовании, предотвращает слеживание продукта и его прилипание к стенкам. В смесителе масса равномерно увлажняется паром, пока не станет оптимально подходить для гранулирования. Далее она поступает в прессовальную камеру, где проходит сквозь вращающуюся матрицу и прессующие вальцы в отверстия матрицы, в результате чего под давлением образуются гранулы. При выходе из отверстий гранулы попадают на нож и ломаются. Выводятся гранулы через патрубок кожуха. Охладители обеспечивают охлаждение готовых гранул до комнатной температуры, обеспечивают удаление излишка влажности и отделение негранулированных масс от готового продукта. Предприятия, которые занимаются [производством комбикормов](#), используют в своей деятельности линии для гранулирования комбикормов, позволяющие формировать комбикорм в гранулы. Данный процесс происходит следующим образом: компоненты для будущего комбикорма подвергаются прессованию под высоким давлением, а после этого они формируются в гранулы необходимого размера.

Завершающий этап – фасовка комбикорма в пластиковые пакеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коба В.Г. Механизация и технология производства продукции животноводства. М.: Колос. 2000.
2. Рошин П.М. Механизация в животноводстве. М.: Агропромиздат. 1988.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРФОРИРОВАННОГО ВОДОВОДА

Иванова Н. И., Кыянов С. К., Алферова О.А., Алферова Н.А.

Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б. Ельцина, г. Бишкек, Кыргызстан

Одним из перспективных направлений совершенствования техники полива для малоуклонных земель с пониженной водопроницаемостью на участках, позволяющих нарезать длинные борозды, является применение водопроводящей оросительной сети с автоматизированными поливными лотками (АПЛ), что обеспечивает благоприятный режим орошения, хорошее качество полива и уменьшение необходимых отметок командования каналов, что приводит ощутимому сокращению работ. При этом поливные лотки, выполняющие одновременно функции транспортирующих каналов, служат последним звеном внутривладельческой оросительной сети.

Конструкция системы автоматизации полива (САП) по бороздам разработана в Кыргызской аграрной академии и включает устройства для водораспределения по бороздам (УВБ) или автоматизированные лотки (АПЛ) и устройства управления (УУП) [1, 2].

АПЛ включают ороситель лоткового типа, водозаборные сооружения и водораспределительные элементы. Водозаборные элементы выполняются в виде отсеков с переливной стенкой и представляют собой боковые водосливы, расположенные дискретно по длине лоткового оросителя, а водораспределительные элементы – перфорированные водоводы трубчатого или другого сечения или однобортную выводную борозду.

Согласно технологической схеме орошения лоток-ороситель по длине разделяется на поливные секции, на границах которых устанавливаются УУП. При работе оросителя в поливном режиме устройством управления поливов создается подпор по длине поливной секции, что обеспечивает перелив через боковые водосливы в водораспределительные элементы, а затем – водоподачу на поле.

При отключении УУП уровень воды в оросителе понижается ниже отметок водосливов и прекращается водоподача в водораспределительный элемент. При этом лоток ороситель работает в транзитном режиме, подавая воду в следующую секцию.

Принципиальная схема АПЛ показана на рисунке 1.

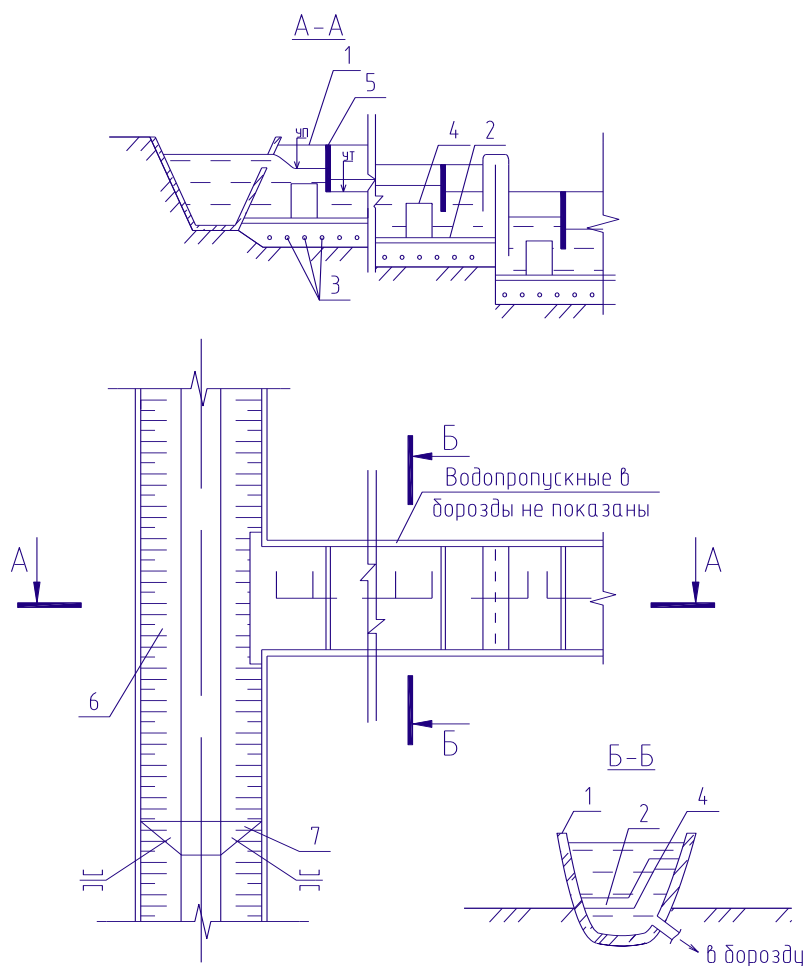


Рис. 1. Принципиальная схема АПЛ с горизонтальной плитой.

1 – лоток-ороситель; 2 - горизонтальная плита; 3 - водовыпуски; 4 - водозаборная стенка; 5 - диафрагма; 6 - распределительный канал; 7 - авторегулятор уровня.

Устройство для водораспределения в борозды включает ороситель лотков типа 1, снабженный горизонтальной плитой 2, разделяющий его по вертикали на проточную

(верхнюю) и не проточную (нижнюю) части. В непроточной части оросителя расположены водовыпуски 3, устраиваемые в каждую борозду. По границам отдельных секций оросителя устанавливаются П-образные (в плане) стенки 4 (боковые водосливы), образующие с оросителем водоводы, сообщаемые с нижней (непроточной) частью лотка 1 отверстиями (водозабор), повторяющими профиль П-образных стенок и предназначенными для впуска воды. При этом нижняя часть лоткового оросителя представляет из себя перфорированный водовод параболического сечения.

При работе оросителя в поливном режиме вода переливается через П-образные стенки 4 одинаковым слоем по всему периметру, что обуславливается расчетом полигональных боковых водосливов, дискретно расположенных по длине лотка – оросителя 1.



Рис. 2. Действующая модель АПЛ.

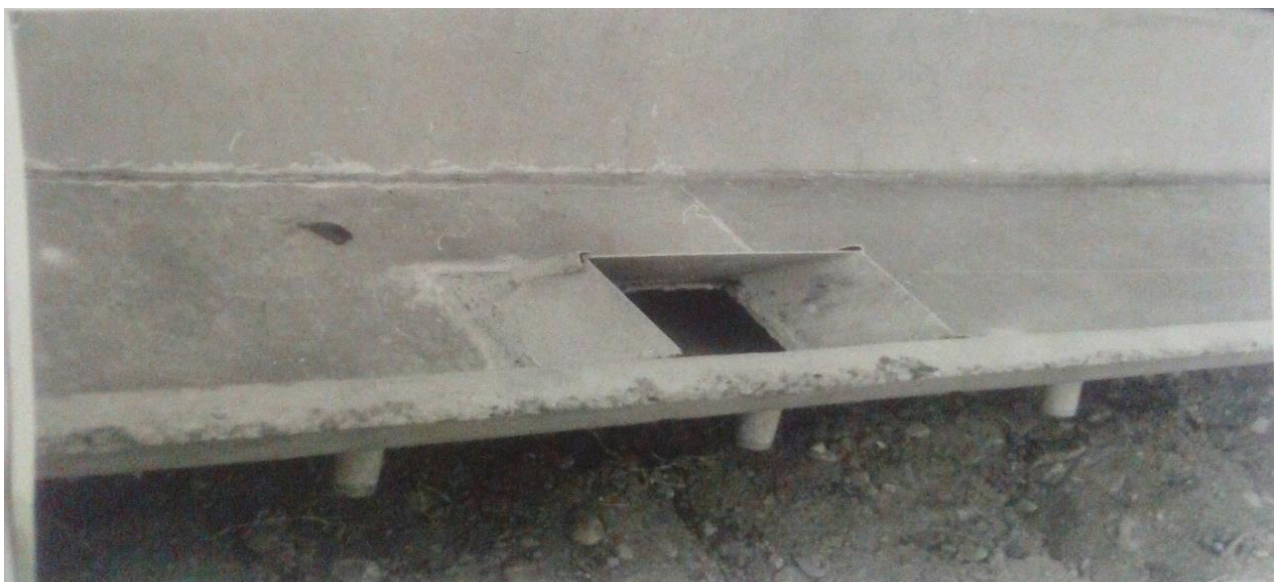


Рис. 3. Конструкция бокового водослива.

Величина действующего расчетного напора над боковым водосливом (на входе в перфорированный водовод) назначается из условия свободного истечения через боковой водослив. При этом из условия предотвращения попадания мусора в перфорированный водовод расчетный напор применяется не менее $0,75R$, где R - гидравлический радиус водовода.

Для подачи заданного постоянного во времени расхода в голове лотка – оросителя в старшем канале 5 (внутрихозяйственный распределитель) устраивается или водосливной вырез, а ниже по течению – авторегулятор уровня или стабилизатор расхода. В нашем случае стабилизатор расхода устанавливается в голове распределителя, так как вся вода из него забирается в АПЛ.

Для определения значения восстанавливающегося напора по длине предельно короткого трубопровода на лабораторной установке были проведены экспериментальные исследования для трубопроводов различного диаметра D со сменными насадками d , а также с различной степенью перфорации (числа насадок). Устанавливалась величина действующего напора по участкам между сечениями. Длина участка считалась от начала трубопровода до рассматриваемого сечения.

Так как экспериментальный трубопровод имел длину 12 м, в лабораторных условиях не представлялось возможным установить диапазон восстанавливающихся напоров в пределах критической предельно короткого трубопровода, нами определялся участок на длине трубопровода, на котором достигался минимальный напор и отмечался характер восстановления напоров.

Рядом исследователей [1] доказано, что минимальное значение действующего напора в предельно коротких перфорированных водоводах достигается на расстоянии $1/3$, считая от начала трубопровода. Поэтому с точностью $\pm 10\%$ можно восстановить значение всей критической длины.

Результаты выполненных исследований приведены в таблице 2: при диаметре трубопровода $D = 0,100$ м и диаметре водовыпуска $0,01$ м. Для других диаметров трубопровода и водовыпусков аналогичные данные приведены в приложении.

Таблица 1. Действующие напоры асбестоцементного перфорированного горизонтального трубопровода

Номер сечения	Длина участка, м	Дейс. напор, м	Номер сечения	Длина участка, м	Дейс. напор, м	Номер сечения, м	Дли. учас. м	Дейс. напор, м
1	0,1	0,605	15		0,587	29		0,570
2	0,2	0,604	16	1,5	0,586	30	2,9	0,568
3	0,3	0,603	17	1,6	0,585	31	3,0	0,567
4	0,4	0,601	18	1,7	0,584	32	3,1	0,566
5	0,5	0,600	19	1,8	0,583	33	3,2	0,565
6	0,6	0,598	20	1,9	0,582	34	3,3	0,564
7	0,7	0,597	21	2,0	0,580	35	3,4	0,563
8	0,8	0,596	22	2,1	0,579	36	3,5	0,563
9	0,9	0,594	23	2,2	0,578	37	3,6	0,562
10	1,0	0,593	24	2,3	0,577	38	3,7	0,562
11	1,1	0,592	25	2,4	0,575	39	3,8	0,561
12	1,2	0,591	26	2,5	0,574	40	3,9	0,561
13	1,3	0,590	27	2,6	0,573	41	4,0	0,562
14	1,4	0,588	28	2,7	0,572	42	4,1	0,563
15				2,8		43	4,2	0,564

На основе анализа экспериментальных данных можно отметить следующее:

- 1) линия действующих напоров практически постоянна;
- 2) максимальное отклонение действующего напора от первоначального значения во всех случаях не превышало $7,2 < 10\% : (0,605 - 0,561) \cdot 100\% / 0,600 = 7,2\%$, что соответствует точности водоподачи через водовыпуски в пределах $\pm 5\%$ [3, 5] (в соответствии с требуемой точностью). Равномерность водоподачи контролировалась измерением расходов через водовыпуски в сечениях, что рассмотрено ниже.

При расчете перфорированных водоводов с непрерывным изменением расходов по длине коэффициент гидравлического трения обычно определяется по зависимостям равномерного движения жидкости [2].

При движении жидкости с переменным вдоль пути расходом можно записать следующие функциональные зависимости:

$$V=f_1(Q_1, S); \Lambda=f_2(Re, \Delta / d); Re=f_3(V, \nu, d), \quad (1)$$

где Q - расход в произвольном сечении водовода; S - площадь живого сечения; Re - число Ренольдса; Δ / d - относительная шероховатость; ν - коэффициент кинематической вязкости.

Для конкретного перфорированного водовода постоянными параметрами являются $\Delta / d, S$ и ν (при постоянной температуре воды). Переменными параметрами по длине водовода являются Q, V, Re .

Следовательно, при движении жидкости с переменным по длине расходом коэффициент гидравлического трения является величиной, переменной по длине потока.

В общем случае это объясняется степенью турбулизации потока, вызванной отсоединением расхода, что приводит к дополнительным потерям напора на отделение массы жидкости.

Ряд исследователей подтверждают [3], что при движении жидкости с переменным расходом по длине трубопровода значения Λ существенно (почти в 2 раза) отличаются от его значений, полученных для условий равномерного движения.

Как отмечал А.А.Бондарь [4], для предельно коротких трубопроводов параметр Λ зависит от характера перераспределения скоростей в потоке переменной массы, то есть:

$$\Lambda = K (V / U)^x, \quad (2)$$

где V - транзитная скорость движения воды на участке перед водовыпуском; U - скорость истечения через водовыпуски; K и x - коэффициент пропорциональности и показатель степени, которые определяются экспериментально.

Для определения значений K и x нами были выполнены исследования на асбестоцементных трубопроводах диаметром от 100 до 200 мм и диаметрами водовыпускных насадок от 10 до 30 мм.

При движении жидкости с переменным расходом вдоль пути значительные трудности представляет раздельное измерение с высокой точностью потерь напора на отсоединение массы жидкости и на трение по длине потока. В опытах измерялись общие потери напора на рассматриваемом участке трубопровода при путевом отборе жидкости и определялся коэффициент Λ , учитывающий оба вида потерь.

Результаты исследований по определению экспериментального значения коэффициента гидравлического сопротивления Λ в пределах критической длины трубопровода при изменении конструктивного отношения K_s от 0,6 до 0,9 приведены в таблице 2. При этом для сохранения равномерности распределения расходов через водовыпуски значение K_s должно быть не более 1,1 и не менее 0,4.

Для сравнения определялся коэффициент B , вычисленный по формуле Шевелева Ф.А. для асбестоцементных труб [3]:

$$\Lambda = 0,011 / D^{0.1} (1 + 2.7 / V)^{0.19}, \quad (3)$$

где D - внутренний диаметр трубопровода, м; V - средняя скорость движения воды на участке, м/с.

Значение расчетной скорости на участке с транзитным расходом определялось по формуле:

$$V = 0,55 V_H + 0,45 V_K, \quad (4)$$

где V_H и V_K - скорости движения воды в начале и конце участка соответственно.

Таблица 2. Определение коэффициента гидравлического трения

Номер сечения	Длина участка L, м	Расход в сечении Q, л/с	Транзитная скорость V, м/с		Средняя скорость истечения через в/вып	Отношение V/U	Потери напора h, м	Коэффициент гидравлического трения	
			в сечении	на участке				эксперим. значение	по Шевелеву Ф.А.
D = 0,100 м; d = 0,01 м									
1									
	0,1						0,01		
2		20,00	2,55						
	0,1						0,01		
3									
				2,28	2,54	0,90		0,039	0,016
38									
	0,1						0,01		
39		14,5	1,85						
	3,9								
D = 0,119 м; d = 0,015 м									
1		26,50	2,50						
	0,15						0,002		
2							0,002		
	0,15								
				2,10	2,22	0,95		0,041	0,016
	0,15						0,002		
26	0,15						0,002		
27		10,80	1,20						
	4,05								
D = 0,141 м; d = 0,015 м									
1		17,4	1,55						

Продолжение таблицы 2.

	0,1						0,002		
2							0,001		
				1,12	1,11	1,01		0,048	0,0152
	0,1								
29									
	0,1								
30		16,4	1,05						
	3,0								
D = 0,189 м; d = 0,015 м									
1		32,2	1,15						
	0,15						0,001		
2									
	0,15						0,001		
				0,95	1,66	0,568		0,0162	0,0151
	0,15						0,001		
53									
	0,15						0,001		
54		20,2	0,72						
	8,10								
D = 0,189 м; d = 0,020 м									
1		41,50	1,46						
	0,10						0,002		
2									
	0,10						0,002		
				1,30	1,29	1,00		0,048	0,016
28									
	0,10						0,002		
29		36,6	0,84						
	2,90								
D = 235 м; d = 0,025 м									
1		64,5	1,52						
	0,15								
				1,39	2,04	0,679		0,0220	0,0137
	0,15						0,001		
53		31,0	1,06						
	0,15						0,001		
54									
	8,1								
D = 0,235 м; d = 0,030 м									

Продолжение таблицы 2.

1		43,30	3,21						
	0,10						0,001		
2									
	0,10						0,001		
				2,79	2,85	0,978		0,0459	0,0145
	0,10						0,001		
30									
	0,10						0,001		
31		35,40	2,25						
	3,1								
D = 0,279 м; d = 0,025 м									
1		20,0							
	0,15						0,001		
2									
	0,15						0,001		
				1,47	2,04	0,722		0,0254	
	0,15						0,001		
39									
	0,15						0,001		
40									
	6,0								
D = 0,279 м; d = 0,030 м									
1		21,00	1,00						
	0,15						0,001		
2									
	0,15						0,001		
				0,73	0,71	1,04		0,0521	0,0159
	0,15						0,001		
17									
	0,15						0,001		
18		15,4	0,52						
2,7									

Анализ данных таблицы 2, показывает, что:

- 1) со снижением конструктивного отношения величина Λ уменьшается, а следовательно, увеличивается длина предельно короткого трубопровода;
- 2) величина Λ является переменной по длине трубопровода, причем с увеличением интенсивности отсоединения расхода Λ увеличивается, что объясняется относительно большим влиянием турбулентности, возникающей при отсоединении части жидкости от основного потока;

3) сравнение результатов экспериментальных исследований с результатами расчета, выполненными по формуле Ф.А. Шевелева, свидетельствует о том, что при путевом отборе жидкости по длине трубопровода величина Λ в 2-3 раза больше, чем при равномерном движении.

По данным таблицы 2 построен график зависимости коэффициента гидравлического трения от конструктивного отношения (рис. 4). Кривая на графике построена для значений $K_s=0,4...1,1$. Именно при этих значениях K_s сохраняется равномерность водораздачи через водовыпуски.

Используя метод наименьших квадратов и применяя соответствующие графические преобразования, получим аналитическую зависимость между Λ и s в виде формулы:

$$\Lambda = 0,048 \cdot K_s. \quad (5)$$

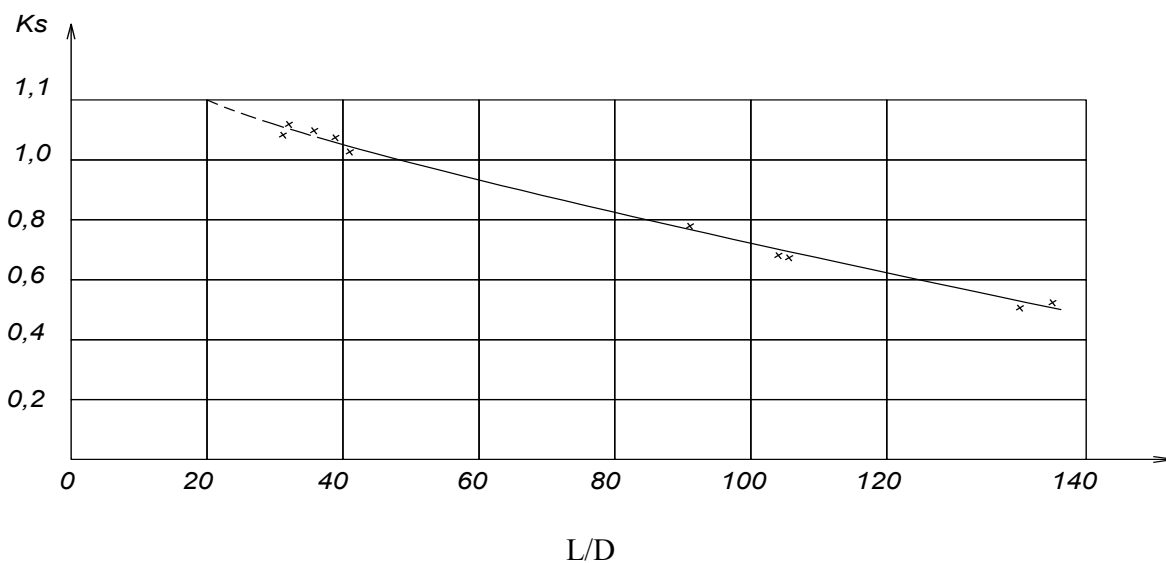


Рис. 4. Влияние конструктивного отношения K_s на относительную длину.

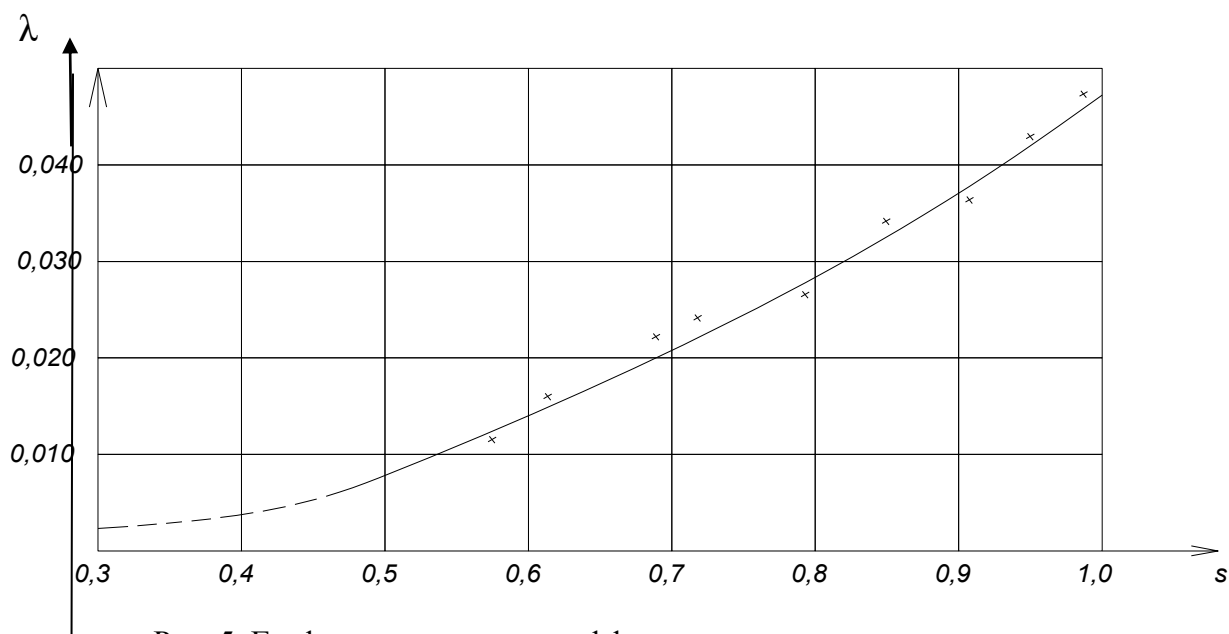


Рис. 5. График зависимости коэффициента гидравлического трения.

По методике, изложенной в работе [5], была проведена статистическая оценка адекватности полученного уравнения по F-критерию при уровне значимости $\lambda * 0.05$ ($F_{\text{экр}} = 1,1 < F_{0.05} = 1.84$).

Влияние конструктивного отношения K_S на относительную длину предельно короткого трубопровода $K_S = f(L/D)$ приведено на рисунке 4.

График зависимости коэффициента гидравлического трения (λ) от конструктивного отношения (K_S) перфорированного водовода:

$$\lambda = f(K_S) . \quad (6)$$

Подставив значение λ из формулы (6), получим формулу для определения критической длины перфорированного асбестоцементного трубопровода:

$$L_{\text{кр}} = 62,5 * D * (2 - (N - 1/N)) / K_S^2 . \quad (7)$$

Известно [3], что форма сечения влияет на кинематическую структуру потока и тем самым оказывается существенной при расчете гидравлических сопротивлений. В трубах полигонального очертания при прочих равных условиях коэффициент Дарси увеличивается в среднем на 15 % по сравнению со значением λ для круглых труб.

Учитывая последнее, получим зависимость для определения критической длины для нижней части водовода УВБ.

$$L_{\text{кр}} = 217.4 * R * (2 - (N - 1/N)) / K_S^2 . \quad (8)$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочкарев Я.В., Иванова Н.И. Устройство для распределения воды в поливные борозды // Авторское свидетельство на изобретение № 1463860, МКИ 4E 02 B 13/00. Опубл. 7. 03. 89. Бюл. № 22. С. 1- 3.
2. Бочкарев Я.В., Иванова Н.И. Гидравлическая автоматизация полива по бороздам из лотков-оросителей // Межвуз. учебн. пособие. Бишкек: Кырг. СХИ. 2002. 75 с.
3. Смыслов В.В. К расчету сборных трубопроводов / Гидравлика и гидротехника: республ. межведомств. науч.-техн. сб. Киев: 1972. Вып. 30. С. 60-65.
4. Бондарь А.А. Гидравлика методика расчета распределительного поливного трубопровода // Вестник сельскохозяйственной науки Казахстана. 1986. № 11. С .70-75.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЗЕРНОСУШИЛКЕ С ИНДУКЦИОННЫМИ НАГРЕВАТЕЛЯМИ

Исембергенов Н.Т., Сагындикова А.Ж.

тел.: 8(702)6552570; e-mail: sagyndikova_aigul@mail.ru

Казахский национальный исследовательский технический университет им. К. И. Сатпаева,
г. Алматы, Казахстан

В сельскохозяйственном производстве, на элеваторах и хлебоприемных предприятиях для сушки зерна применяются установки различной технологической конструкции и

различного принципа действия. При разработке технологических конструкций зерносушилок на каждом этапе основное внимание уделяется экономии тепловой энергии, составляющей 90% всех энергетических затрат [1].

Крестьянские и фермерские хозяйства, в отличие от крупных товаропроизводителей, для сушки зерна преимущественно применяют тихоходные установки барабанного типа, которые реализуют индукционный способ сушки зерна.

В связи с этим разработка технических решений, направленных на интенсификацию и энергосбережение технологического процесса сушки зерна, является актуальной научно-технической задачей отрасли агропромышленного производства в Республике Казахстан.

В настоящее время доказана возможность эффективного применения электрического нагрева для сушки зерна. Были сконструированы, испытаны и даже применены на практике высокочастотные зерносушилки [2]. Зерно, подвергаемое сушке в таких установках, соответствовало всем технологическим требованиям, а в ряде случаев превосходило по качеству зерно, просушенное традиционным, конвективным способом. Экономические изменения в нашей стране выявили спрос на миниатюризацию установок: были созданы мини-зерносушилки, обладающие относительно невысокой потребляемой мощностью, высокоэкономичные, простые в употреблении и обслуживании, а главное – достаточно дешевые.

Однако при создании мини-зерносушилок ситуация меняется. При небольшой производительности сушилки, особенно в случае, когда зерно расположено в установке в один слой, несколько меняется характер протекания процесса удаления влаги. Так как тепловому воздействию подвергается небольшой объем зерна, то появляются более широкие возможности для создания градиента влажности, который достаточен для удаления влаги из зернового слоя небольшой толщины. Поэтому эффективность процесса сушки в этом случае можно обеспечить при оптимизации соответствующей конструктивно-технологической схемы сушилки.

Ограниченное распространение контактного способа передачи теплоты связано с тем, что на протяжении всей истории развития средств механизации сушки зерна требовалось создавать установки большой производительности, применение в которых данного способа не обеспечивало требуемых экономических показателей. Однако накопленный опыт показывает, что создание мини-сушилок возможно на основе применения контактного способа передачи теплоты зерну от электрического нагревательного устройства [3].

С целью повышения эффективности процессов тепловой обработки зерна, повышения пропускной способности установки, обеспечения более равномерного распределения зерна по греющей поверхности (увеличение коэффициента заполнения), а следовательно, и для более равномерного прогрева обрабатываемого зернового слоя, авторами предложена установка с индукционными нагревателями (рис. 1).

Нагревательные элементы выполнены с возможностью регулирования расстояния между ними. Нагревательная пластина изготовлена из двух жестяных пластин, внутри которых расположен электрический провод. При пропускании тока через электрический провод, который, в свою очередь, нагревает жестяные пластины, они передают полученное тепло зерну.

Расположение трубочек с отверстиями для подачи воздуха (обдува), находящихся у выгрузного окна, позволяет качественно и интенсивно осуществлять процесс обдува при тепловой обработке зерна, что повышает эффективность установки. За счет улучшения условий прохождения воздуха через слой зерна возрастает интенсивность обдува зерна. В итоге улучшается качество обработанного зерна.

Разработанная установка универсальна, так как использование замкнутого магнитопровода в греющих пластинах и находящегося зерна между двумя параллельными пластинами, позволяет проводить тепловую обработку зерна и для большинства сельскохозяйственных культур различных размерно-массовых характеристик. Использование рабочих органов – греющих пластин – позволяет обеспечить высокую

равномерность тепловой обработки зерна при требуемом качестве готового продукта и заданной пропускной способности.

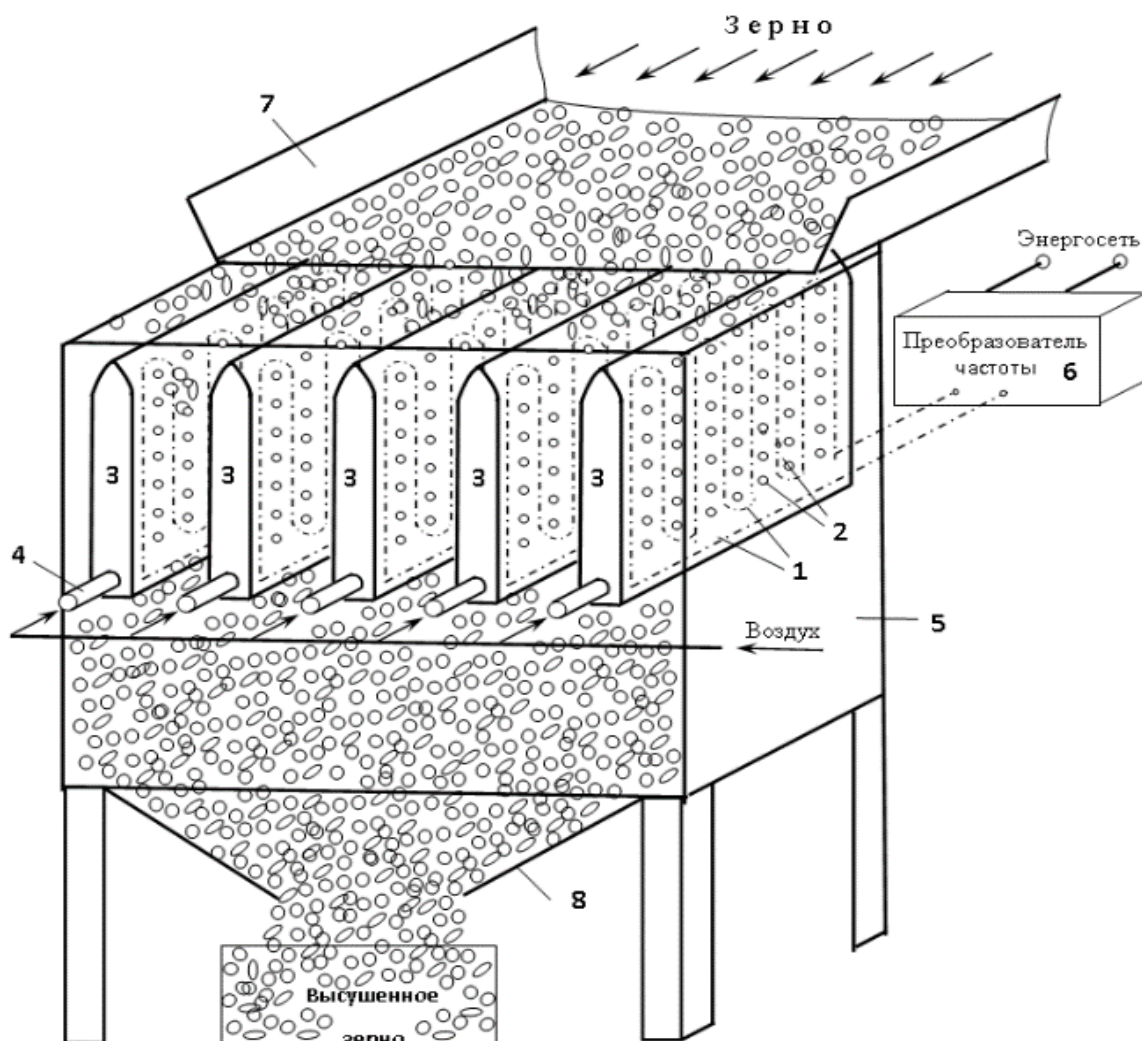


Рис. 1. Установка для сушки зерна с индукционными нагревателями.

На примере разработанной установки выведено уравнение теплового баланса.

В установившемся режиме плотность теплового потока между двумя параллельными поверхностями тела зависит от температурного напора, толщины стенки и теплофизической константы – теплопроводности λ [3]. Теплопередача посредством теплопроводности происходит внутри твердых тел благодаря переносу энергии в форме теплоты от одной элементарной частицы к другой. Теплота переносится из области с высокой температурой в область с более низкой:

$$q = \lambda(t_1 - t_2)/b, \quad (1.1)$$

где q – плотность теплового потока, ккал/(м²·ч);

λ – теплопроводность, ккал/(м²·ч·°С);

$t_1 t_2$ – температура на первой и второй поверхностях, °С;

b – толщина греющей поверхности, м.

В нашем случае, ограниченного плоскими поверхностями, температура между ними при установившемся тепловом режиме падает по линейному закону. Для тел сложной структуры процесс в слое бесконечно малой толщины описывается уравнением:

$$q = -\lambda \frac{d\theta}{ds}, \quad (1.2)$$

где $d\theta$ – разность температур между переменной температурой зерна $t(0,\tau)$ и постоянной температурой греющей поверхности t_{gn} ($^{\circ}\text{C}$). Знак минус в уравнении указывает на то, что тепловой поток направлен в сторону меньшей температуры.

На основании данного процесса в слое бесконечно малой толщины и во всем процессе в целом, при определенных граничных условиях (во всем теле), необходимо провести интегрирование (т.е. суммирование).

Для реализации контактного способа передачи теплоты в конструктивно-технологической схеме, энергия подводится к обрабатываемому зерну от греющей поверхности посредством теплопроводности.

При этом изменение теплового потока характеризуется количеством теплоты, которое рассматривается в данном объеме обрабатываемого зерна:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) \right] dv,$$

где λ – коэффициент теплопроводности зернового материала, Вт/(м· $^{\circ}\text{C}$);

$$dv = dx dy dz.$$

Энергетический баланс для элементарного объема зерна, подвергаемого тепловому воздействию в установке для индукционного нагрева зерна, может быть представлен в виде:

$$c\rho \frac{\partial t_{gn}}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial t_{gn}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial t_{gn}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t_{gn}}{\partial z} \right) + q, \quad (1.3)$$

где c – удельная теплоемкость материала греющей поверхности, кДж/(кг· $^{\circ}\text{C}$); ρ – насыпная плотность зерна [кг/м 3]; t_{gn} – температура греющей поверхности, $^{\circ}\text{C}$; τ – экспозиция теплового воздействия, с; $q = c\rho dv \frac{\partial t}{\partial \tau}$ – количество теплоты, передаваемое от греющей

поверхности к единичному объему зернового материала, кДж.

При этом систему дифференциальных уравнений передачи теплоты можно представить в следующем виде [3]:

$$\frac{\partial \theta(\xi, \tau)}{\partial \tau} = a \left[\frac{\partial^2 \theta(\xi, \tau)}{\partial \xi^2} + \frac{B}{\xi} \frac{\partial \theta(\xi, \tau)}{\partial \xi} \right], \quad (1.4)$$

$$t(\xi, 0) = f(\xi), \quad (1.5)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t(0, \tau)}{\partial \xi} = 0, & \quad t_{gn}(0, \tau) < \infty \\ \frac{\partial \theta(0, \tau)}{\partial \xi} = 0, & \quad \theta(0, \tau) < \infty \end{aligned} \right\} \quad (1.6)$$

где a – коэффициент температуропроводности, м 2 /с; B – фактор формы греющей поверхности для вертикальной поверхности $B=0$; c – удельная теплоемкость, кДж/(кг· $^{\circ}\text{C}$); ε – критерий

фазового перехода; ξ - глубина зоны испарения, м; $\theta=[t(0, \tau)- t_{гр}]$ - разность между переменной температурой зерна $t(0, \tau)$ и постоянной температурой греющей поверхности $t_{гр}$, $^{\circ}\text{C}$.

Зерно в процессе тепловой обработки входит в контакт с внутренней греющей поверхностью для сушки.

В этом случае, при обеспечении качественной теплоизоляции внешней поверхности и выполнении греющей поверхности из материалов, характеризующихся высокими значениями коэффициента теплопроводности (жестянной металлический лист, алюминий, медь и т.п.), на практике можно достигнуть высокой энергоэффективности процесса теплового воздействия (максимальное количество подводимой теплоты будет затрачиваться на нагрев зерна, испарение из него влаги и удаление ее из тепловой камеры).

Так как греющая поверхность выполнена в виде вертикальной пластины, будем иметь следующее. Предположим (рис. 2), что действие температуры от греющей поверхности будет осуществляться только в одном направлении оси $0z$ (по длине пластины b), а в двух других направлениях – $0x$ и $0y$ температура будет оставаться неизменной ($\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\partial t}{\partial y} = 0$).

Следовательно, рассматриваемую задачу можно считать одномерной и задать следующие краевые условия для рассматриваемого случая:

$$t(0, \tau) = f(z), \tag{1.7}$$

$$\left. \begin{array}{l} t|_{z=0} = t|_{z=l} = t_{zn} = const \\ \frac{\partial t}{\partial z} = 0 \end{array} \right\} \tag{1.8}$$

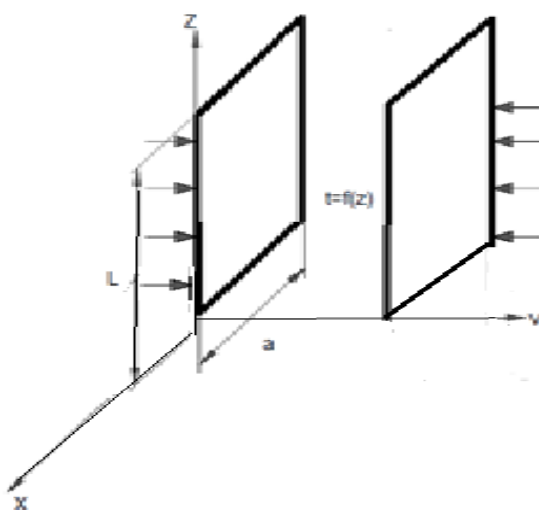


Рис. 2. Передача теплоты зерну от плоской греющей поверхности.

На рисунке 2 изображены две греющиеся пластины С и D, где a , l , b – ширина, длина и толщина греющей поверхности соответственно, м.

Решим поставленную задачу методом разделения переменных. Так как функция $f(z)$ четная, т. е. $f(z) = f(-z)$; поэтому $\left(\frac{\partial f(z)}{\partial z}\right)_{z=0} = 0$.

В этом случае граничные условия (1.8) будут представлены в виде:

$$\left. \begin{array}{l} t(z, \tau) = t_c \\ \frac{\partial t(0, \tau)}{\partial z} = 0 \end{array} \right\}$$

Полученная зависимость характеризует условия распределения температуры в сушильной камере в любой момент теплопроводности для рассматриваемого случая.

$$\theta(z, \tau) = C \sin kz e^{-ak^2 \tau} + D \cos kz e^{-ak^2 \tau} \quad (1.9)$$

где k – коэффициент влагопроводности материала, м²/ч.

При этом:

$$\frac{\partial \theta(0, \tau)}{\partial z} = \lim_{z \rightarrow 0} k \left(\sum_{i=1}^n C \cos kz - \sum_{i=1}^n D \sin kz \right) e^{-ak^2 \tau} = k C e^{-ak^2 \tau} = 0.$$

Откуда $C=0$, так как τ на протяжении всего процесса теплового воздействия ($0 < t < \infty$) не равна нулю.

Общее решение для рассматриваемого случая будет выглядеть следующим образом:

$$\theta(z, \tau) = \sum_{n=1}^{\infty} D_n \cos(2n-1) \frac{\pi z}{2l} \exp \left[-(2n-1)^2 \frac{\pi^2}{4} a \right] \tau. \quad (1.10)$$

Постоянные D_n в каждом частном решении будут иметь свои собственные значения, так как сумма частных распределений температуры для любого заданного времени представляет собой действительное распределение температуры.

Из вышеизложенного следует, что наложение косинусоид дает действительную кривую распределения температуры, в том числе и начальное распределение температуры от греющей поверхности. Далее, после проведенных преобразований получим уравнение (1.11) для случая, когда внешняя поверхность греющей пластины имеет качественную теплоизоляцию ($\frac{\partial \tau(0, \tau)}{\partial z} = 0$):

$$t(z, \tau) = \sum_{n=1}^{\infty} \mu_n \frac{\pi}{l} e^{-\mu_n^2 \frac{a \tau}{b^2}} \cdot \frac{2}{l} \int_0^b f(z) \cos \mu_n \frac{z}{l} dz \quad (1.11)$$

где $\mu_n = k_n b = (2n-1) \frac{\pi}{2}$.

Экспериментальные исследования системы сушки зерна. Для подтверждения правильности выполненных теоретических расчетов необходимо провести экспериментальные исследования и установить температурный градиент подогрева зерна при существующей системе и при наличии обогреваемых пластин, а также определить максимальную производительность.

Экспериментально установлена погрешность измерения температуры зерна в месте подключения датчика № 3: она составляет 3-4 °С в сторону увеличения. Температура наружного воздуха -18 °С, внутри помещения +16 °С.

Таблица 1. Определение градиента сушки зерна при включенном обогреве пластин

№ измерения	Время, мин	Значения температуры, °С		
		Датчик № 1	Датчик № 2	Датчик № 3
1	0	16	15	16
2	3	28	26	24
3	6	36	33	36
4	9	46	44	47
6	12	48	48	50
7	15	52	50	52
8	18	55	54	56

На 18-й минуте произошло выключение установки за счет того, что зерно выше 55 °С нагревать нельзя.

По полученным значениям температуры датчиков № 1, № 2, № 3 была построена зависимость температуры нагрева от различного расстояния между пластинами.

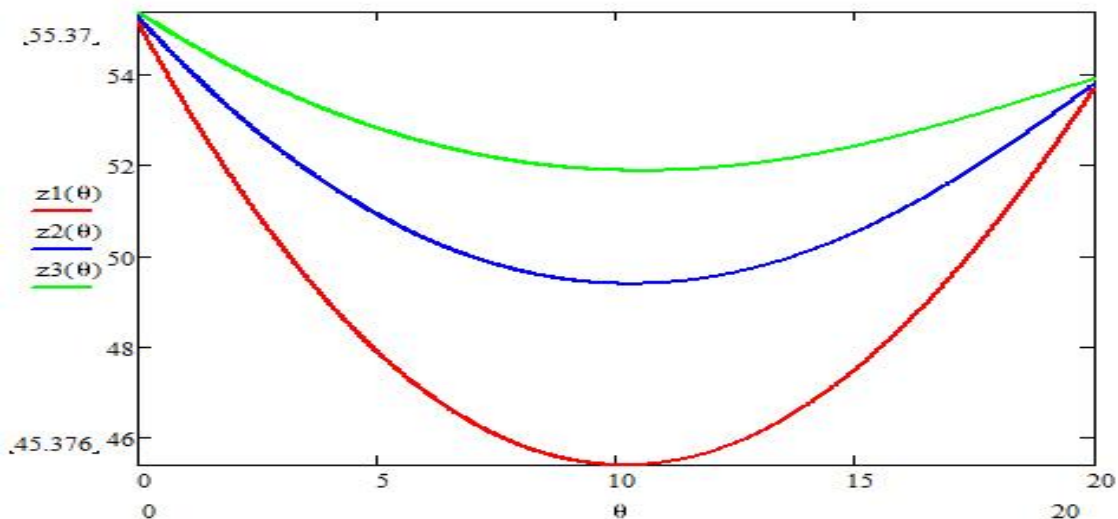


Рис. 3. График температуры нагрева от различного расстояния пластинами

Полученная зависимость позволяет обосновать влажность зерна в зависимости от длительности нагрева греющей поверхности.

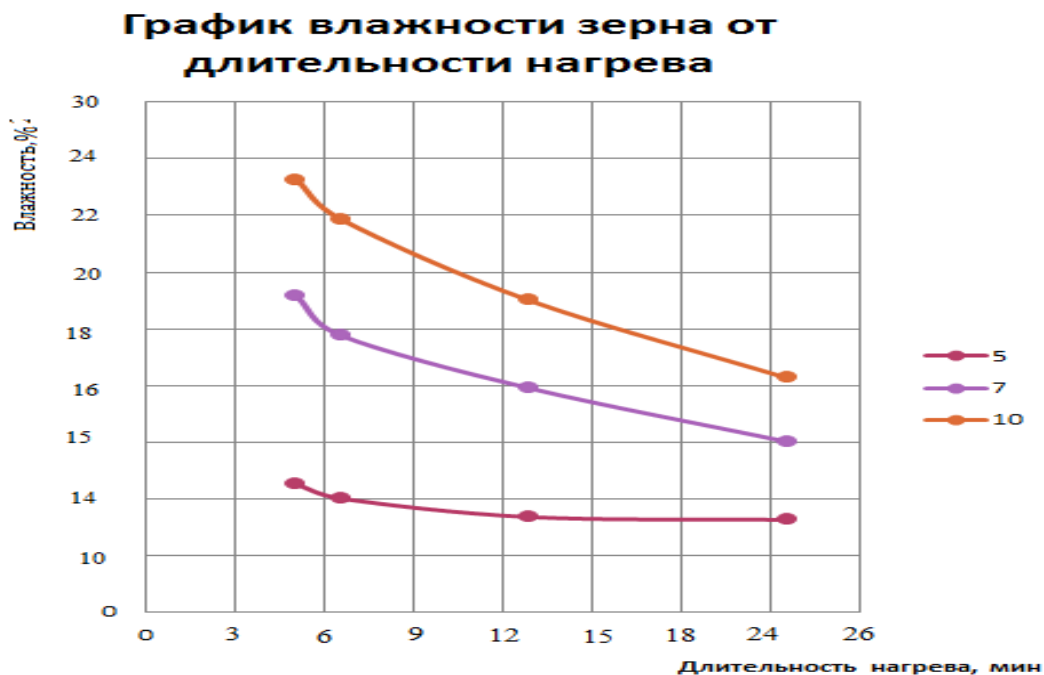


Рис. 3. График влажности от длительности нагрева.

При этом градиент температуры по длине и ширине пластины равен нулю (случай одномерной задачи). Тогда температура в любой точке пластины будет зависеть от b и τ .

Таким образом, количество теплоты, необходимое для нагрева зерна и удаления из него влаги при контактном способе передачи теплоты, зависит от температуропроводности материала греющей поверхности, разности температур греющей поверхности обрабатываемого зерна (температурного градиента) и экспозиции теплового воздействия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лыков А.В. Теория переноса энергии и вещества. Минск: Изд-во Акад. наук БССР. 1954. 357 с.
2. Лыков А.В. Тепло- и массообмен в процессах сушки. Госэнергоиздат. 1956. 452 с.
3. Трисвятский Л.А. Хранение зерна. М.: Колос. 1975. 400 с.
4. Курушин А.А., Пластиков А.Н. Проектирование СВЧ-устройств в среде CST Microwave Studio. М.: Изд-во МЭИ. 2010. 160 с.
5. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. М.: Наука. 1988. 512 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВРЕДНЫХ ПРИМЕСЕЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Коваленко В.А., Райымкулов М.А., Воробьев Д.А.

тел.: +996 554 143184; e-mail: rmarat@istc.kg

Институт коммуникаций и информационных технологий, Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Прогнозирование распространения вредных примесей в атмосфере востребовано в различных задачах: анализ загрязнения атмосферы, распространение инфекций воздушным потоком, распространение промышленных загрязнений от источников, например, таких как ТЭЦ, а также в процессе ведения открытых горных работ на руднике Кумтор. Здесь рассматриваются - постановка задачи численного моделирования распространения вредных примесей и инструменты решения.

Одним из широко применяемых инструментов признан пакет WRF (www.wrf-model.org), предназначенный для исследования локальных и региональных атмосферных процессов. Область применения WRF - различные метеорологические задачи, такие как идеализированное моделирование, исследование параметризации (микрофизика влаги, облачность, излучения), изучение климатических явлений и прогноз погоды в реальном времени.

По расчетным полям скоростей ветра можно получить динамическую картину распространения облака примесей в атмосфере. Система уравнений, описывающих распространение загрязнений, состоит из уравнения Эйлера [1,2]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \vec{v}) &= 0, \\ \frac{\partial(\rho \vec{v})}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho(\vec{v}, \nabla)\vec{v}) + \operatorname{grad} p &= -\rho \vec{g}, \end{aligned} \quad (1)$$

и уравнения неразрывности и турбулентной диффузии:

$$\frac{\partial(\rho C)}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho C \vec{v}) = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где \vec{v} - поле скоростей ветра; p - давление смеси; k_x , k_y , k_z - коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии (зависят от высоты). Решение системы уравнений (1) и (2) позволяют получить данные о концентрации загрязняющих примесей в течение времени $C(x, y, z, t)$.

В ИКИТ КРСУ проводятся исследования по прогнозированию региональных погодных явлений и численному моделированию механизмов распространения в атмосфере загрязняющих примесей и газов с использованием программ WRF. Как показывают исследования эффективность системы мониторинга за распространением воздушных загрязнений в значительной степени зависит от возможности прогнозирования состояний атмосферы в региональном масштабе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоцерковский О.М., Давыдов Ю.М. Численное моделирование сложных задач аэрогазодинамики методом "крупных частиц" // Ученые записки ЦАГИ. 1977. Т. 8. № 3. С. 1-11.
2. Баянов И.М., Гильмуллин М.З., Шагапов В.Ш. Расчет растекания тяжелого газа вдоль земной поверхности по трехмерной модели // Прикладная механика и техническая физика. 2003. Т. 44. № 6. С. 130-139.

РАСЧЕТ СЕЙСМИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ МАССОВЫХ ВЗРЫВОВ НА КАРЬЕРАХ. ПАКЕТ ПРОГРАММ "BLAST WAVE"

Коваленко В.А., Райымкулов М.А., Воробьев Д.А.
тел.: +996 554 143184; e-mail: rmarat@istc.kg

Институт коммуникаций и информационных технологий, Кыргызско-Российский
Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

Интенсификация добычи полезных ископаемых приводит к неизбежному росту массы используемых взрывчатых веществ во время проведения открытых горных работ. В связи с этим возрастает риск разрушения технологических сооружений, находящихся в непосредственной близости от места проведения массового взрыва. Обостряется проблема устойчивости, например, близлежащих подземных горных выработок. Институт коммуникаций и информационных технологий Кыргызско-Российского Славянского университета занимается определением риска разрушения горных пород и технологических сооружений методом численного моделирования сейсмического воздействия массовых взрывов [1-3]. Разработано специализированное программное обеспечение "Blast Wave" для прогнозирования сейсмического воздействия при взрывных работах, учитывающее особенности горного массива, проекта на взрыв и др. Данный инструмент позволяет подбирать соответствующие параметры взрывных работ для уменьшения динамических нагрузок на охраняемые объекты. Такими параметрами могут быть: тип взрывчатых веществ, массы взрывчатых веществ, размеры скважин, схемы короткозамедленного взрывания, время замедления и т.д. Данные параметры экспортируются в виде проекта на взрыв из САПР "Blast Maker".

Очевидно, что решение поставленной задачи не представляется возможным без применения современных технологий параллельного программирования. С учетом тенденций развития вычислительной техники, разработка программного обеспечения осуществлена с использованием возможностей графических процессоров и применением технологии CUDA.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В.А., Райымкулов М.А., Воробьев Д.А. Сравнительный анализ сейсмического воздействия взрывных работ на карьере на подземные горные выработки методом численного моделирования // Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета. 2015. Т. 15. № 3. С. 116-119.
2. Коваленко В.А., Григорьев В.В. О численном моделировании разрушения горных пород динамическим нагружением // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. АН СССР, Сибирское отделение. 1991. № 5. С. 71-77.

3. Райымкулов М.А. Численное моделирование влияния взрывных работ на охраняемые сооружения // Современная техника и технологии в научных исследованиях: материалы докладов VII Международной конференции молодых ученых и студентов, 25-26 марта 2015г., г. Бишкек. Бишкек: НС РАН. 2015. С. 111-112.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НАГРУЗОЧНОЙ ДИАГРАММЫ ЭЛЕКТРОДВИГАТЕЛЯ КОРМОПРИГОТОВИТЕЛЬНОГО АГРЕГАТА ДУ-11

Тананова А.Д.

тел.: 8(707)830-70-98, e-mail: tananova-ainura@mail.ru

Казахский научно-исследовательский институт механизации и электрификации сельского хозяйства, г. Алматы, Казахстан

В ТОО «Казахский научно-исследовательский институт механизации и электрификации сельского хозяйства» (ТОО «КазНИИМЭСХ») разработан ряд малогабаритных кормоприготовительных агрегатов, востребованных крестьянскими хозяйствами. Они отличаются дешевизной и надежностью и являются одной из немногих сельскохозяйственных машин, доведенных до производства. К недостаткам таких машин относится необходимость при измельчении зерна ручного регулирования его производительности при помощи заслонки, которая сужает или расширяет щели, через которые поток зерновых материалов поступает на рабочий орган. Ручное регулирование, как правило, приводит к неполной загрузке или перегрузке агрегата. При этом, как показывает практика эксплуатации этих агрегатов, большую часть рабочего времени электропривод работает в недогруженном состоянии, и, наоборот, нередко случаи отключения электропривода из-за перегрузки двигателя.



Рис. 1. Малогабаритный кормоприготовительный агрегат ДУ-11.

Экспериментальные исследования проводились на малогабаритном кормоприготовительном агрегате ДУ-11 (рис. 1); для регистрации процесса изменения тока основного двигателя использовался светолучевой осциллограф К12-22. Экспериментальные исследования проводились в два этапа:

- 1) снятие токовой нагрузочной диаграммы основного двигателя агрегата в нагрузочном режиме при разных степенях открытия шибер задвижки;
- 2) обработка нагрузочной диаграммы и определение времени переходного процесса.

На натуральном образце универсального малогабаритного кормоприготовительного агрегата ДУ-11 определены показатели нагрузочной диаграммы двигателя дробилки в зависимости от положения шибер задвижки .

Во время снятия нагрузочной диаграммы кроме токовой нагрузочной диаграммы следует фиксировать колебания частоты вращения двигателя, а также изменения степени открытия шибер задвижки.

Схема для исследования переходных процессов электропривода кормоприготовительного агрегата ДУ-11 представлена на рисунке 2.

Для регистрации значений тока двигателя дробилки к гальванометру осциллографа через шунт сопротивления подводится сигнал с напряжением не более 5 мВ.

Для измерения частоты вращения основного двигателя сигнал с тахогенератора, преобразованный с помощью выпрямителя, также подводится к гальванометру осциллографа.

Открытие и закрытие задвижки фиксируется микровыключателем, сигнал с которого подведен к гальванометру осциллографа через источник питания.

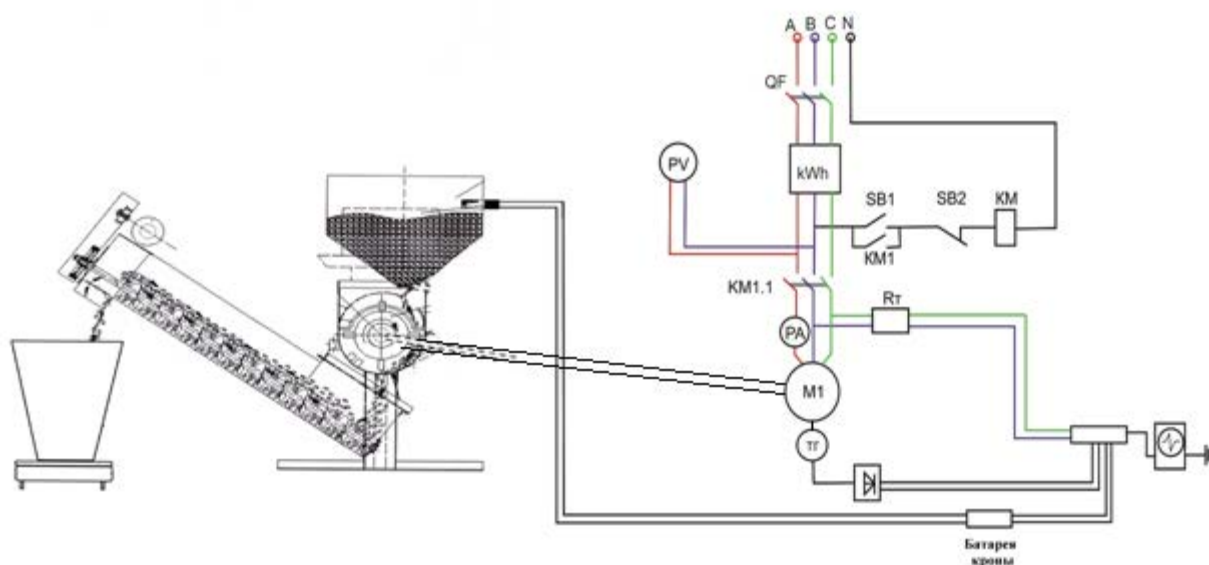


Рис. 2. Схема для исследования переходных процессов электропривода кормоприготовительного агрегата ДУ-11.

На рисунке 3 показаны изменения значений тока нагрузки основного двигателя $I=f1(t)$ (вверху), посередине показана осциллограмма изменения частота вращения двигателя дробилки $n=f3(t)$, а внизу показан сигнал изменения положения шибер задвижки $L=f3(t)$.

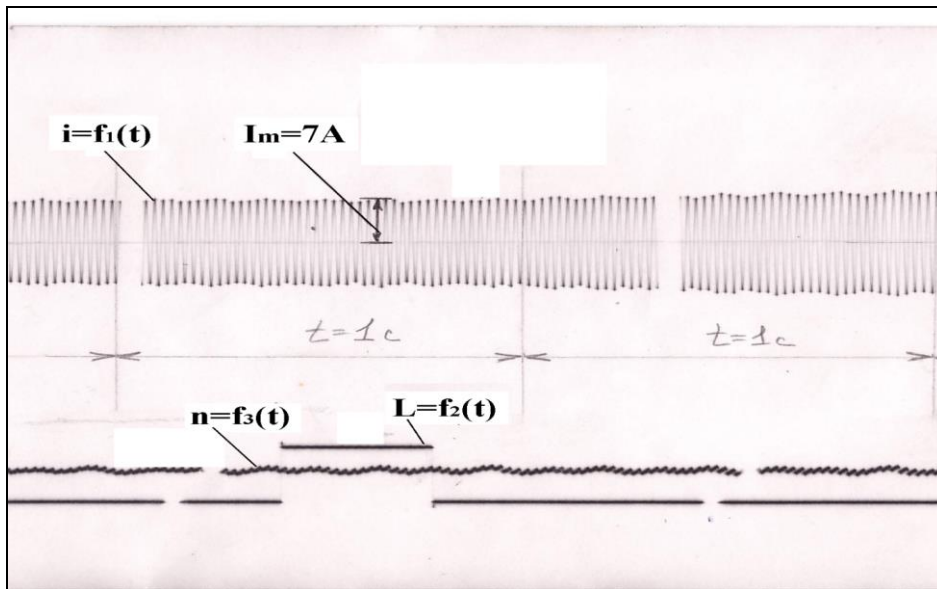


Рис. 3. Нагрузочная диаграмма основного двигателя рабочего органа дробилки при $L=60$ мм степени открытия задвижки.

Для обработки результатов при анализе нагрузочных диаграмм необходимо использовать теорию случайных функций. Здесь и далее мы будем оперировать мгновенным максимальным значением тока двигателя, поскольку, как будет видно далее, система регулирования нагрузки будет настроена на считывание именно этой величины. Для выбранного участка осциллограммы рассчитаны: математическое ожидание случайной функции m_I ; дисперсия D_I ; среднеквадратическое отклонение случайной функции σ_I и возможное максимальное отклонение случайной функции от ее математического ожидания I_m [1].

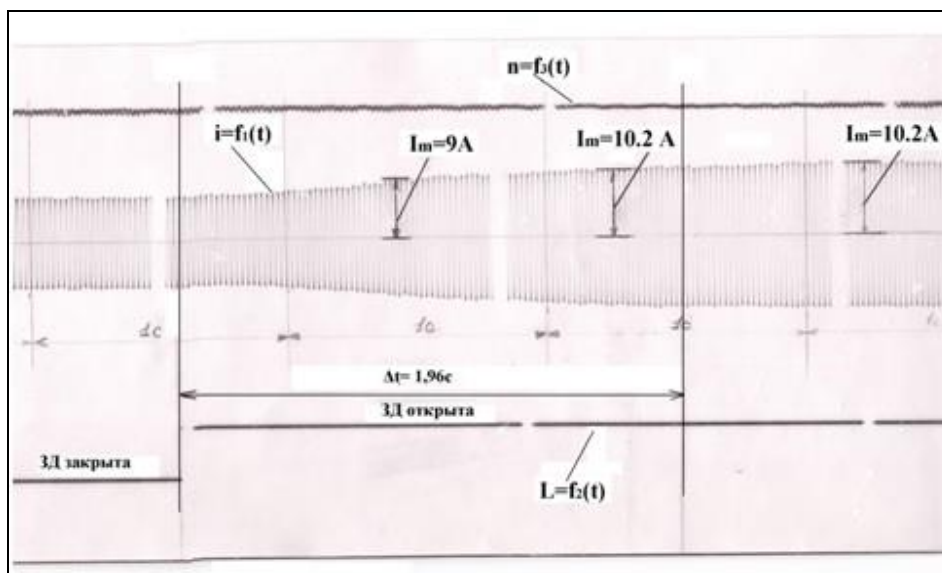


Рис. 4. Нагрузочная диаграмма переходного процесса.

В результате обработки получены следующие значения параметров:

$$m_I = 7,35 \text{ A}, \quad D_I = 0,0025 \text{ A}^2, \quad \sigma_I = 0,05.$$

Интервал изменения тока для данного участка составляет $I_m = 7,2-7,5 \text{ A}$.

Снятие токовой нагрузочной диаграммы двигателя агрегата для определения времени переходного процесса происходит при резком и полном открытии шибера задвижки на 5 с.

Нагрузочная диаграмма переходного процесса при полном открытии задвижки показана на рисунке 4.

Из осциллограммы видно, что значение тока увеличивается от значения тока холостого хода ($I_{xx} = 6$ А) до установившегося значения тока при нагрузке ($I_{раб} = 10,2$ А). Соответственно, значение времени переходного процесса составляет $\Delta t = 1,96$ с.

Заключение. На базе выбранной дробилки и с использованием разработанной ручной задвижки проведены лабораторные исследования показателей нагрузочной диаграммы двигателя дробилки как случайной функции и рассчитаны: математическое ожидание случайной функции m_I , дисперсия D_I , среднее квадратическое отклонение случайной функции σ_I и возможное максимальное отклонение случайной функции от ее математического ожидания I_m : $m_I=7,35$ А; $D_I=0,0025$ А²; $\sigma_I=0,05$.

Таким образом, интервал изменения тока составляет: $I_m = 7,2 \div 7,5$ А. Длительность переходного процесса изменения тока двигателя при практически мгновенном полном открытии задвижки составляет: $\Delta t = 1,96$ с.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука. 1969. 576 с.
2. Шандров Б. В., Чудаков А. Д. Технические средства автоматизации. М.: Академия. 2007. 363 с.
3. Коновалов Л.И., Петелин Д.П. Элементы и системы автоматики. М.: Высшая школа. 2005. 110 с.

СВЕТИЛЬНИК ДЛЯ ОТКРЫТОГО ПРОСТРАНСТВА

Турдыев И.П.

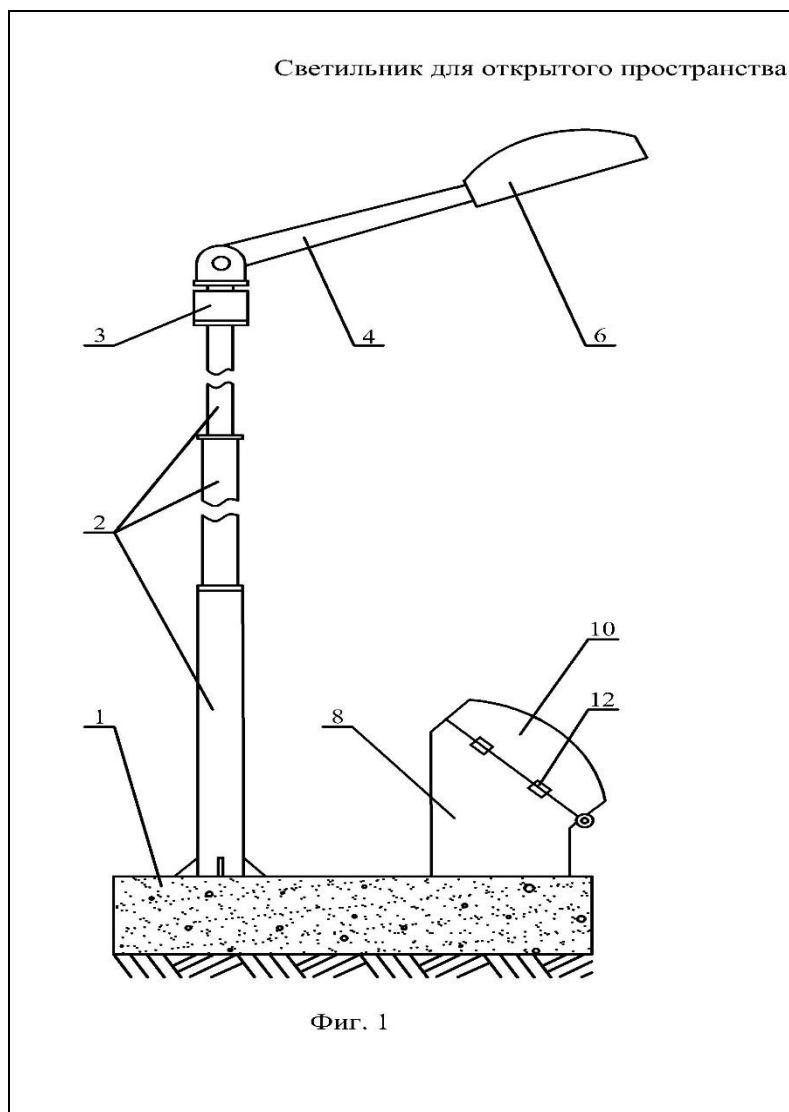
тел.: 996(550)277130; e-mail: islam_turdiev@mail.ru

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызская Республика

Светильники различного конструктивного исполнения обеспечивают необходимую освещенность рабочих мест карьеров, таких как: борта карьеров, железнодорожные пути и автодороги, пункты разгрузки и перегрузки горной массы, лестницы на откосах уступов, рабочие площадки уступов [1, 2, 3].

В данной работе рассматривается задача повышения надежности осветительных систем на карьерах, на которых проводятся взрывные работы, сопровождающиеся ударной волной и разлетом кусков породы разных размеров. В таких эксплуатационных условиях предлагаемая конструкция позволяет повысить надежность работы осветительной системы и расширить диапазон освещения.

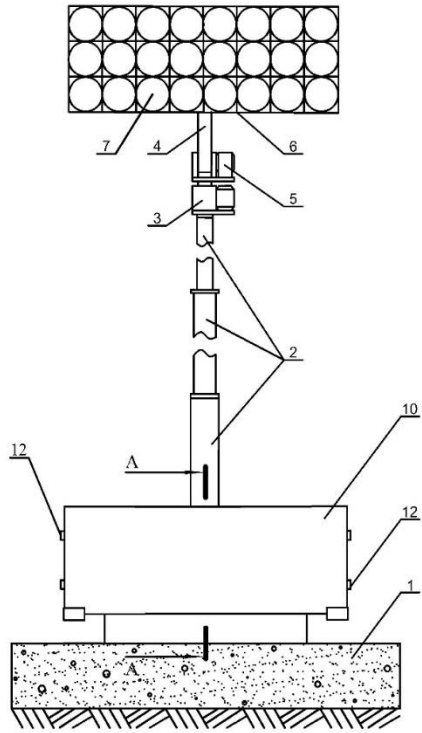
Светильник функционирует следующим образом. В рабочем положении стойка 2 выдвинута. Корпус 6 с лампами 7 устанавливаются в зависимости от производственной необходимости в требуемое положение вращателем 3 и электродвигателем 5. При этом вращателем 3 перемещают вокруг его оси в горизонтальной плоскости мачту 4 с корпусом 6, а электродвигателем 5 устанавливают мачту 4 с корпусом 6 в вертикальной плоскости с требуемым углом наклона мачты 4.



Светильник иллюстрируется чертежами: на фиг. 1 представлен вид сбоку в рабочем положении; на фиг. 2 – фронтальный вид в рабочем положении; на фиг. 3 – вид сбоку, конструкция подготовлена к проведению взрыва; на фиг. 4 – разрез А-А защитного устройства на фиг. 2; на фиг. 5 - разрез защитного устройства с расположенным в нем корпусом с лампами.

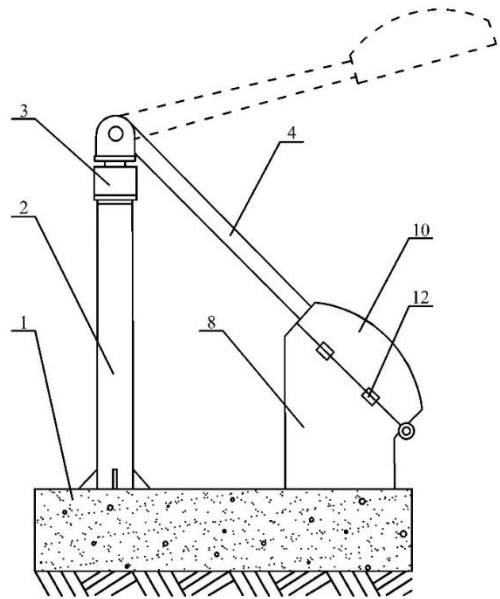
Перед проведением взрывных работ приводом «сворачивают» стойку 2, вращателем 3 устанавливают корпус 6 в положение, позволяющее опустить последний в коробку 8, мачту 4 опускают электродвигателем 5 до соприкосновения корпуса 6 с упругим элементом 9 в коробке 8, при этом корпус 6 соприкасается с упругим элементом 9 стороной, с которой размещены лампы 7. Далее корпус 6 закрывают крышкой 10 в коробке 8, поджимая крышкой 10 через упругий элемент 11 корпус 6 к упругому элементу 9, и закрепляют крышку 10 фиксаторами 12 на стенках коробки 8. За счет поджима корпуса 6 к упругому элементу 9 лампы 7 изолированы от внешней среды, т.е. защищены от воздействия ударной воздушной волны. После проведения взрывных работ крышку 10 снимают с коробки 8, корпус 6 с мачтой 4 поднимают электродвигателем 5 из коробки 8, выдвигают приводом стойку 2 и устанавливают корпус 6 вращателем 3 и электродвигателем 5 в требуемое положение. Конструкция подготовлена к работе.

Светильник для открытого пространства



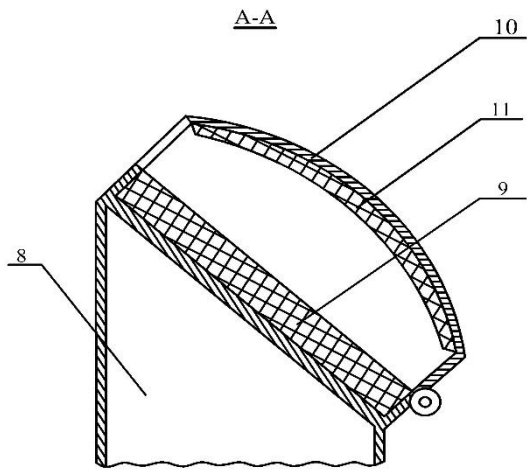
Фиг. 2

Светильник для открытого пространства



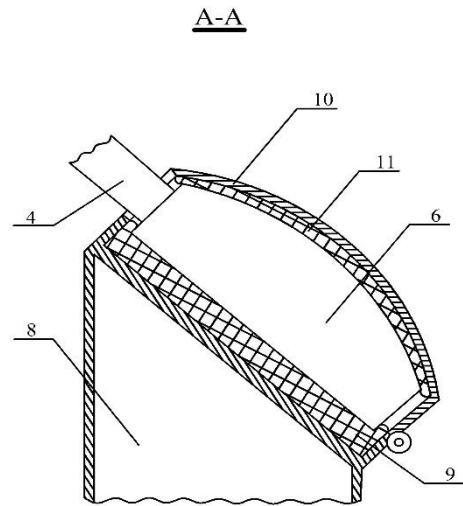
Фиг. 3

Светильник для открытого пространства



Фиг. 4

Светильник для открытого пространства



Фиг. 5

ЛИТЕРАТУРА

1. Патент СССР 576063, F21V21/36, 5.10.1977.
2. Патент СССР 1663303, F21V21/36, 15.09.1991.
3. Патент СССР 593046, F21M1/00, 15.02.1978.

АЛГОРИТМ ФОРМИРОВАНИЯ РЕКОМЕНДАЦИЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА К-СРЕДНИХ

Хмелева И.В., Коржов М.В., Намазбек У.А.

e-mail: hmelevai@gmail.com; n.u.abdysamat@gmail.com; megasdev@gmail.com

Кыргызско-Российский Славянский университет, г. Бишкек, Кыргызстан

С развитием IT-технологий Интернет прочно вошел в нашу жизнь: чем больше информации мы имеем, тем сложнее выбрать нужную, и в настоящее время проблема выбора (поиска) информации стоит более остро. В информационный век успех компаний и отдельных людей все чаще зависит от того, как быстро и эффективно они превращают огромные объемы данных в полезную информацию. Причем отбор информации должен происходить быстро и качественно, т.е. пользователь не желает тратить время на дополнительную фильтрацию полученных ссылок, а хочет увидеть именно то, что ему надо. Возникает вопрос: как узнать, что ему надо? Для решения этой проблемы разработаны методы, позволяющие компьютерам улучшать результаты своей работы, основываясь на предыдущем опыте, так называемое машинное обучение.

Поскольку Интернет стал главной ареной для общения большого количества людей, то для удобства общения уже разработано огромное количество социальных сетей, групп, лент и всевозможных приложений. Везде пользователь обязан пройти регистрацию, заполнить анкету, указав в ней свои интересы, социальный статус, место нахождения и т.д. Теперь пришло время воспользоваться накопленной информацией и применить ее. Ответ на вопрос «Что нужно пользователю?» кроется в анкетных данных, в отмеченных интересах, статусах, лайках, выставленных рейтингах и даже в социальном статусе. Остается только применить алгоритмы поиска нужной информации в море неупорядоченных данных.

В задачах машинного обучения решаются три основные задачи, которые используются в реальных приложениях:

- коллаборативная фильтрация;
- кластеризация;
- категоризация.

Коллаборативная фильтрация — это метод, популяризированный Amazon и другими, при котором информация от пользователей, такая как рейтинги, "клики" и покупки, применяется для предоставления рекомендаций другим пользователям сайта. Рекомендательные системы (РС) применяются для предложения клиенту в реальном времени продуктов (фильмов, книг, одежды) или услуг, которые его с большой вероятностью заинтересуют. Область применения РС разнообразна: это и электронная коммерция, и розничная торговля, справочные центры, поиск фильмов, музыки, статей и прочего. Рекомендации строятся на основании уже совершенных покупок, посещений сайтов, выставленных рейтингов или на похожести пользователей.

Предлагаемое программное обеспечение представляет собой систему поиска различных мероприятий, проводимых в городе, или подходящих киносеансов.

При больших наборах данных, текстовых или числовых, часто бывает полезно автоматически объединять их в группы — или кластеры — подобных элементов. При кластеризации вычисляются аналогии между элементами коллекции, но задача состоит лишь

в том, чтобы сгруппировать похожие элементы. Во многих реализациях кластеризации элементы коллекции представлены векторами в n -мерном пространстве. Имея векторы, можно рассчитать расстояние между двумя элементами с применением таких мер, как манхэттенское расстояние, евклидово расстояние или мера Охаи. Затем можно рассчитывать фактические кластеры, группируя элементы, расположенные близко друг к другу.

Цель классификации— пометить незнакомые документы, таким образом объединяя их в группы. При многих подходах к классификации в машинном обучении рассчитывают разнообразные статистические параметры, связывая особенности документов с определенной меткой, чтобы создать модель, которую позднее можно будет использовать для классификации незнакомых документов.

Представляемая система относится к классу РС, рекомендации пользователю рассчитываются на основе оценок других пользователей и реализована методом кластеризации.

Метод К-средних, выбранный для анализа данных и предоставления рекомендуемой и актуальной информации, был адаптирован под нужды программного обеспечения. Таким образом, исследуемые объекты, в дальнейшем - тег, являются как центром тяжести (кластером), так и объектом притяжения кластера. Это значит, что в данном адаптированном алгоритме нельзя четко дифференцировать между собой исследуемый объект (тег) и кластер (центр тяжести), так как тег одновременно может являться и тем и другим.

Следует начать с понятия тег. Тег является как исследуемым объектом алгоритма, так и кластером (центр притяжения).

Тег – это исследуемый объект алгоритма, представляет собой численный показатель относительного притяжения данного тега к другим. Имеет вид: $T_i = G$, где индекс i - это идентификатор тега; G – «сила гравитации», относительный численный показатель притяжения.

Тег – также является центром притяжения других тегов, в данном случае спутников. Центр тяжести можно представить N -мерным вектором тегов. $C = [T_1, T_2, T_3, \dots, T_n]$, следует учесть $n \leq N$, N – общее количество тегов в базе данных.

Прежде чем описать сам алгоритм метода, введем описание пользователя. Пользователя можно представить в виде N -мерного вектора тегов. $U = [S_1, \dots, S_n]$, S - это есть тег, однако описан двумерным вектором: $S_i = [F, R]$, i – идентификатор тега; F – частота запросов тега пользователем; R – количество обнулений; $n \leq N$, N – общее количество тегов в базе данных.

Для определения схожести тегов между собой следует ввести понятия «достоверных данных» и «недостоверных данных».

Достоверные данные – это данные, которые мы принимаем как заведомо истинные. В данном случае - это данные, которые мы принимаем при создании события пользователем. Создание события всегда сопровождается наличием тегов. И если количество тегов при создании события больше одного, то теги связываются между собой. То есть, относительная «сила гравитации» между ними возрастает на единицу.

Недостоверные данные – это данные, которые проходят алгоритм проверки на определение схожести. В данном случае к недостоверным данным можно отнести запросы пользователя. Пользователь может вводить разные запросы в поиске, и нельзя достоверно сказать о том, что текущий запрос связан с последующим или предыдущим. Для этого вводится понятие «Порог гравитации» - это численный показатель частоты набора пользователем, конкретного тега. Представим пользователя в виде вектора тегов: $U = [S_1, S_2, S_3]$; порог гравитации = 10; $S_1 = [10, 0]$, $S_2 = [2, 0]$, $S_3 = [8, 0]$. Следует обратить внимание на первый аргумент векторов (10, 2, 8). Когда порог гравитации достигает границы, это четко наблюдается у $S_1 = [10, 0]$, то данный тег обнуляется, связавшись с ближайшим тегом $S_3 = [8, 0]$. После проведения данной операции теги пользователя будут иметь вид - $S_1 = [0, 1]$, $S_2 = [2, 0]$, $S_3 = [8, 0]$, следует обратить внимание, что тег S_3 не обнулится.

Данный адаптированный метод К-средних дает более конкретное понимание работы алгоритма, т.к. теперь алгоритм можно представить в виде геоцентрической системы, что дает более детальное, визуальное и интуитивно-понятное представление об исследуемых объектах. Результатом такого алгоритма станет множество относительных геоцентрических образов, которые дадут визуальное понятное представление о схожести исследуемых объектов и притяжении их к центру тяжести. Реализация данного метода позволит взглянуть на исследуемые объекты не как на абстрактный образ алгоритма, а как на систему «планет и спутников», где планетой будет являться кластер, а спутниками будут теги, которые будут схожи по значению между собой и кластером.

ЛИТЕРАТУРА

1. Необходимость мобильных приложений. <http://journal.dasreda.ru/practice/5029-tak-li-neobhodimu-mobilnye-prilozheniya>
2. Рекомендательные системы. www.ibm.com
3. Деревья решений — C4.5 математический аппарат. <https://basegroup.ru/community>
4. Алгоритм кластеризации K-means. <http://intellect-tver.ru/?p=265>
5. Метод опорных векторов. <http://www.statistica.ru/>
6. Алгоритм Page Rank. <http://intellect-tver.ru/?p=22>
7. Среда разработки «Android Studio». https://en.wikipedia.org/wiki/Android_Studio
8. Среда разработки «IntelliJ IDEA». https://en.wikipedia.org/wiki/IntelliJ_IDEA
9. Язык программирования Java. https://en.wikipedia.org/wiki/Java_%28programming_language%29

ПОСТРОЕНИЕ УПРОЩЕННОЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПОЧВО-РАСТИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Забинякова О.Б.

e-mail: zabinyakova@gdirc.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г.Бишкеке, Кыргызстан

Математическое моделирование является неотъемлемой частью любого естественно-научного или технического исследования. В настоящее время интенсивно разрабатываются математические модели в экономике, медицине, управлении, истории, биологии и во многих других областях знаний [1]. Математическая модель является абстрактным отображением реального процесса (объекта) и может его характеризовать более или менее точно в зависимости от меры абстрактности [2].

В настоящее время сельское хозяйство является основным источником получения продовольствия и сельскохозяйственного сырья во всем мире. Оно призвано удовлетворять увеличивающиеся с каждым годом потребности многочисленного человечества в продуктах питания, а, следовательно, и потребности промышленно-продовольственного производства в сырье. Этим объясняется высокая актуальность такого научного направления, как математическое моделирование в агроэкологии.

Динамическое компьютерное моделирование производственного процесса для сельскохозяйственных растений все чаще используется в качестве инструмента исследования в области теоретической агроэкологии. В силу сложности решаемой задачи, модель остается «черным ящиком» для любого исследователя, кроме ее автора. Но практика показывает, что для более лучшего конечного результата модель должна давать возможность выработки соответствующих рекомендаций по выбору наиболее подходящих агротехнологий. Значит,

необходимо сформировать такой инструмент, который будет позволять строить оптимальное управление почвенно-растительным комплексом. При этом полезность построенной модели оценивается ее способностью производить качественные и количественные исследования [3].

Для проведения исследований, часть из которых, представленная в данной работе, в качестве базовой, условно полной модели, учитывающей большое количество нюансов почво-растительной системы, была выбрана модель AGROTOOL – программный комплекс системы имитационного моделирования, разработанный в лаборатории математического моделирования агроэкосистем АФИ в течение 1980 – 2006 гг. AGROTOOL позволяет строить динамические модели продукционного процесса для сельскохозяйственных растений. В состав программного комплекса входит стационарная база данных - хранилище всех данных, необходимых как для организации компьютерных экспериментов с моделью, так и для оценки ее адекватности и точности работы [4].

В данной работе описывается построение модели, адекватно заменяющей исходную условно-полную модель более простой системой дифференциальных уравнений (ОДУ-аналогом) второго порядка с управлением по водному фактору. Построение ОДУ-аналога осуществлялось на единой понятийной основе с исходной моделью. Отметим также, что в модели AGROTOOL отсутствует решение задачи оптимального управления почво-растительной системой по водному фактору, а эта задача имеет важную прикладную функцию.

Моделирование и настройка упрощенной модели осуществлялись с использованием комплексных данных по виду «Пшеница Саратовская-29» 1972 года, хранимых в базе данных системы AGROTOOL.

Фазовыми переменными ОДУ-аналога выбраны:

- продукционная переменная – биомасса посева – y ;
- управляемая переменная – объёмная влажность почвы - w .

При построении ОДУ-аналога (2 дифференциальных уравнения) в качестве основы использовалось логистическое уравнение Ферхюльста, которое обычно используется при моделировании популяционной динамики, а также балансовое уравнение объёмной влажности почвы [3]. Очевидно, что эти уравнения не использовались в своем оригинальном виде, а были модифицированы. Идентификация ОДУ-модели была выполнена по реальным агроклиматическим данным и расчётным данным, полученным с помощью комплекса AGROTOOL для пяти регионов России. В итоге была получена следующая математическая модель:

$$\dot{y} = -\alpha_1(t, P, T, Sr)(y^2 + Ky) + \alpha_2(t, P, T, Sr)(Kw - yw) + f(t, P, T, Sr) + F(u), \quad (1)$$

$$\dot{w} = qP(t) - (E_p(t, y, w) + E_s(t, y, w)) + e(t, P, T, Sr) + V(u) + u, \quad (2)$$

$$y(0) = y_0, w(0) = w_0 \quad (3)$$

Далее кратко поясним полученную систему соотношений (1) - (3).

Переменная $t \in [0, 1]$ является независимой переменной времени; $y(t)$ и $w(t)$ – фазовые переменные – биомасса посева и объёмная влажность почвы под посевом соответственно; $u(t)$ – управление, осуществляемое по водному фактору.

Изначально была решена задача адаптации модели почво-растительной системы (1) – (3) к условно-полной модели AGROTOOL. В результате адаптации были получены зависимости настроечных коэффициентов: $\alpha_1(t, P, T, Sr)$, $\alpha_2(t, P, T, Sr)$, $f(t, P, T, Sr)$, $e(t, P, T, Sr)$. Это функции, линейно зависящие от временной переменной t , количества осадков P , суммы положительных температур T и солнечной радиации Sr . В этих линейных зависимостях коэффициенты при указанных переменных являются функциями времени, которые были определены методом наименьших квадратов. Отметим, что при расчетах эти коэффициенты не описывались аналитически, а хранились как зависимости, аппроксимированные линейным сплайном. Вид настроечных функций $\alpha_1(t, P, T, Sr)$ и $\alpha_2(t, P, T, Sr)$ из уравнения (1) представлен на рисунке 1. При этом числовой коэффициент K из уравнения (1) описывает потенциальный биологический урожай.

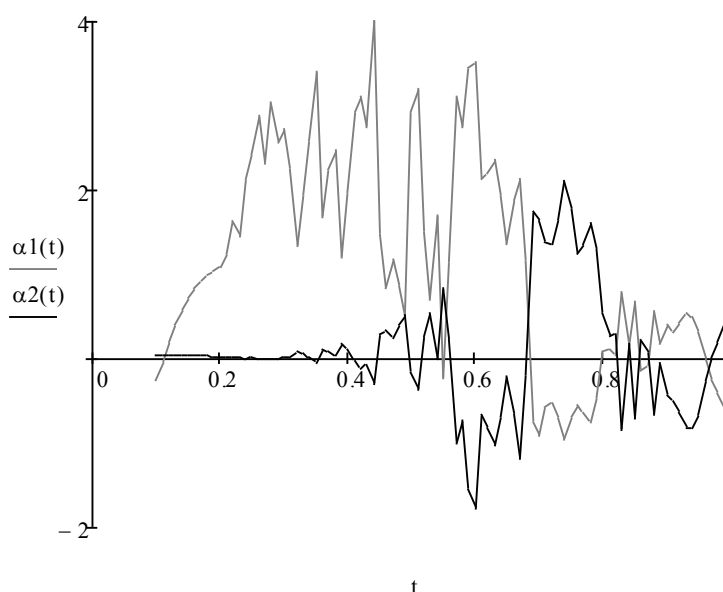


Рис. 1. Настроечные коэффициенты уравнения (1).

Настроечные функции $f(t, P, T, Sr)$ и $e(t, P, T, Sr)$ из уравнения (2) представлены в графическом виде на рисунке 2.

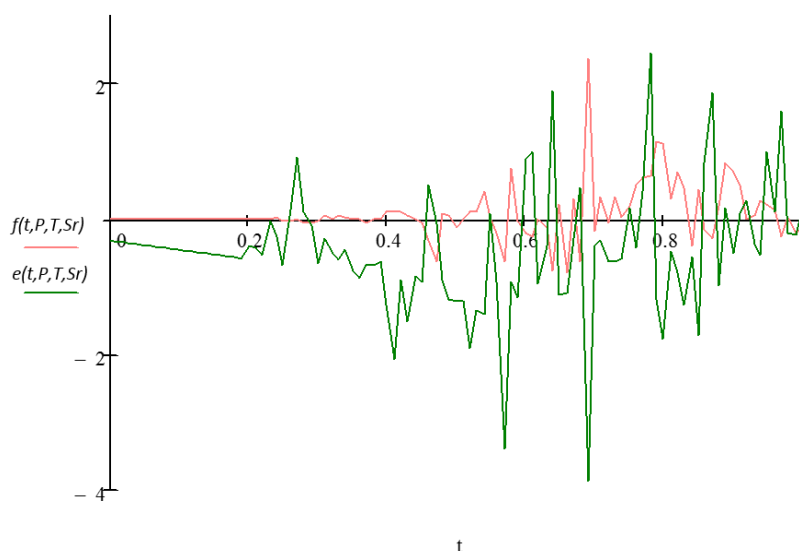


Рис. 2. Настроечные коэффициенты уравнения (2).

В уравнении (2) функция $P(t)$ соответствует функции интенсивности осадков. При проведении численных экспериментов эта функция использовалась в виде, соответствующем рисунку 3. При этом влияние функции интенсивности осадков регулировалось с помощью коэффициента эффективности осадков $q \in [0,1]$. При проведении численных экспериментов q считалось равным 0,5.

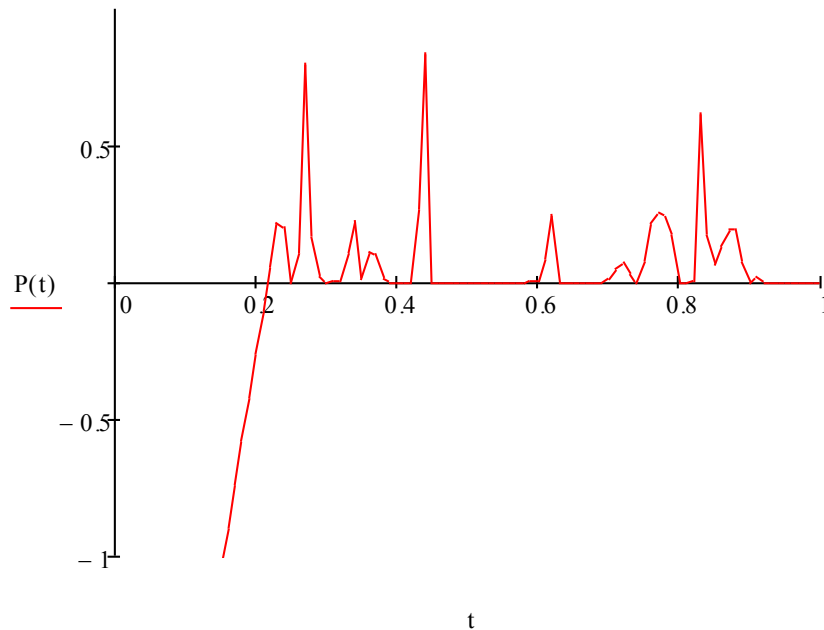


Рис. 3. Функция интенсивности осадков $P(t)$.

Также в уравнении (2) присутствуют функции $E_p(t, y, w)$ и $E_s(t, y, w)$ – функции, характеризующие испарение влаги с поверхности растения (явление транспирации) и с поверхности почвы соответственно. В аналитическом виде они задаются формулами (4) и (5):

$$E_p(t, y, w) = E_0 \left[1 - \left(e^{-0.01\alpha} - \alpha e^{-0.01\alpha} (y - 0.01) + 0.5\alpha^2 e^{-0.01\alpha} (y - 0.01)^2 \right) \right] \left[1 - \left(\frac{w_c - w}{w_c - w_z} \right)^2 \right], \quad (4)$$

$$E_s(t, y, w) = E_0 \frac{w - w_z}{w_c - w_z} \left[e^{-0.01\alpha} - \alpha e^{-0.01\alpha} (y - 0.01) + 0.5\alpha^2 e^{-0.01\alpha} (y - 0.01)^2 \right]. \quad (5)$$

При проведении расчетов в формулах (4) и (5) предполагалось, что $E_0 = 0,6$, $w_c = 1$, $w_z = \frac{14}{32}$, $\alpha = -\ln(0.1)$.

На следующем этапе осуществлялось построение зависимостей $F(u)$ и $V(u)$. Функция управления $u(t)$, из технологических соображений, представлялась в виде прямоугольной ступенчатой функции с числом импульсов не более пяти.

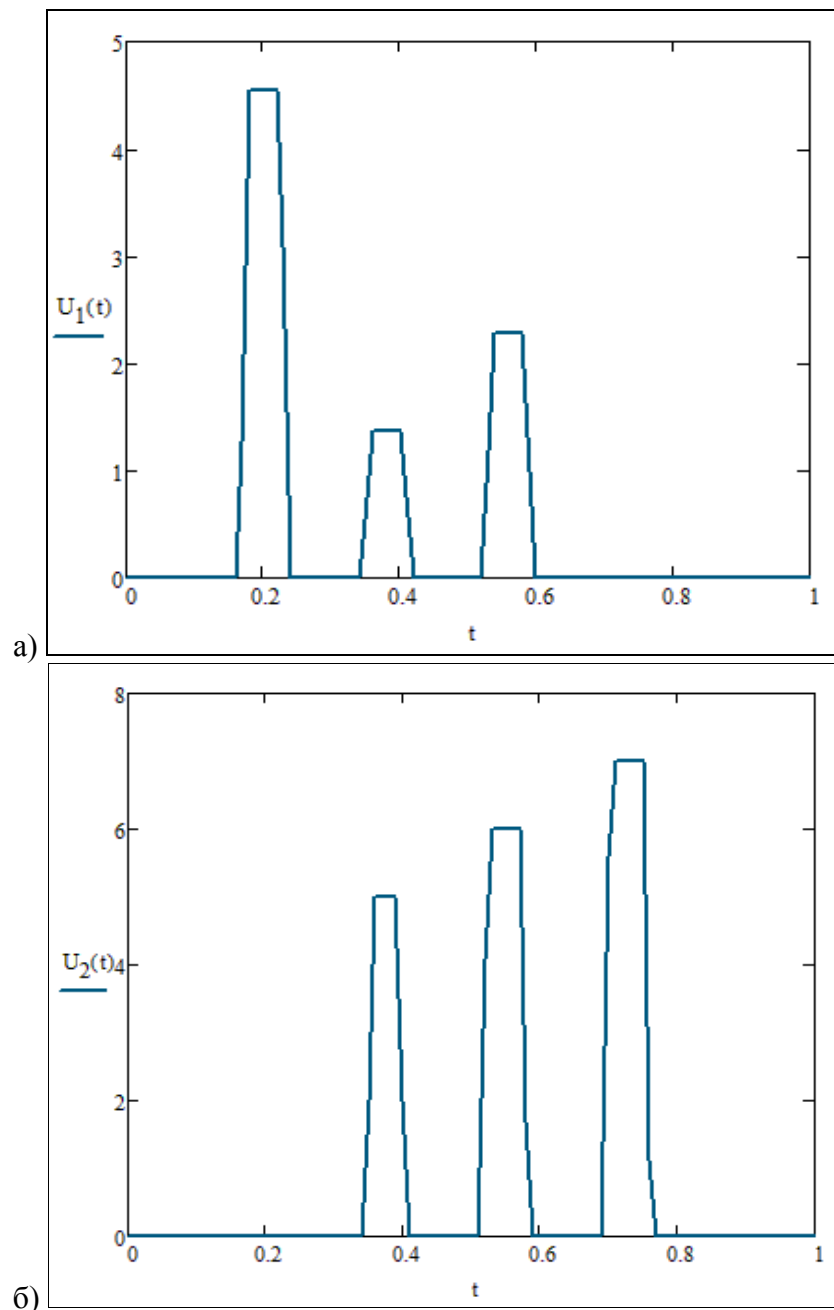


Рис. 4. Примеры функции управляющего воздействия $u(t)$ с тремя пиками.

При численных экспериментах функция $F(u)$ для каждого варианта управления представлялась совокупностью кусочно-непрерывных функций, описанных рядами Фурье: весь временной интервал разбивался на шесть промежутков и производилось разложение в ряд Фурье по пятнадцати гармониками. Функция $V(u)$ для каждого варианта управления подбиралась в виде линейной кусочно-непрерывной функции.

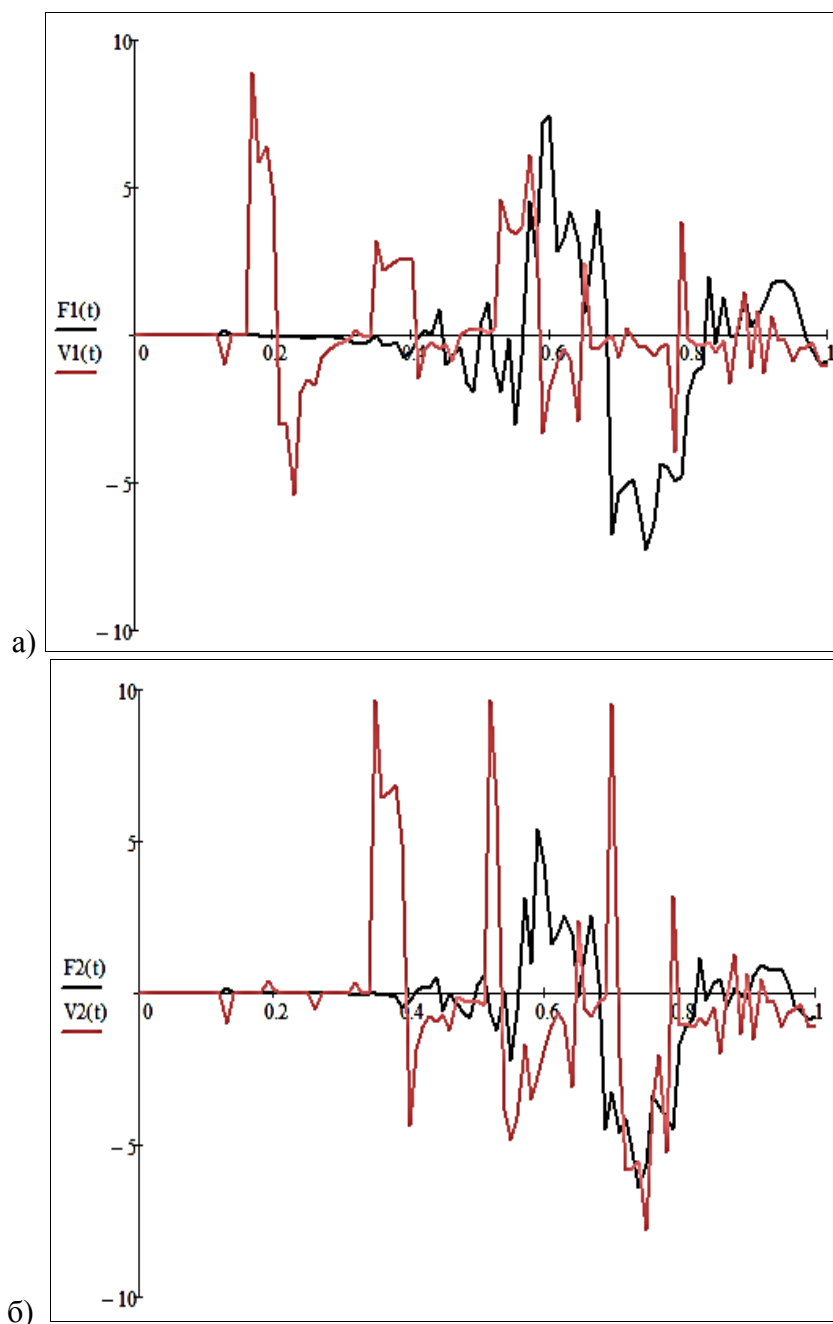


Рис. 5. Примеры функций $F(u)$ и $V(u)$, соответствующих управляющим функциям, изображенным на рисунке 4.

В результате моделирования функций $F(u)$ и $V(u)$ было установлено, что сложность аналитического представления этих функций возрастает с числом управляющих импульсов (поливов).

Далее представим результаты численного решения задачи Коши (1) – (3) для одного из рассмотренных при проведении численных экспериментов варианта управления. Решение осуществлялось в вычислительной среде MathCad методом Рунге-Кутты. При этом отметим, что относительные погрешности отклонения полученного численного решения от эталонных кривых модели AGROTOOL характеризуются в диапазоне до 10-15 %. Далее встречаются следующие обозначения $y^*(t)$ и $w^*(t)$, которые как раз и соответствуют эталонным кривым биомассы и объёмной влажности почвы под посевом, полученные в результате решения задачи в программном пакете AGROTOOL.

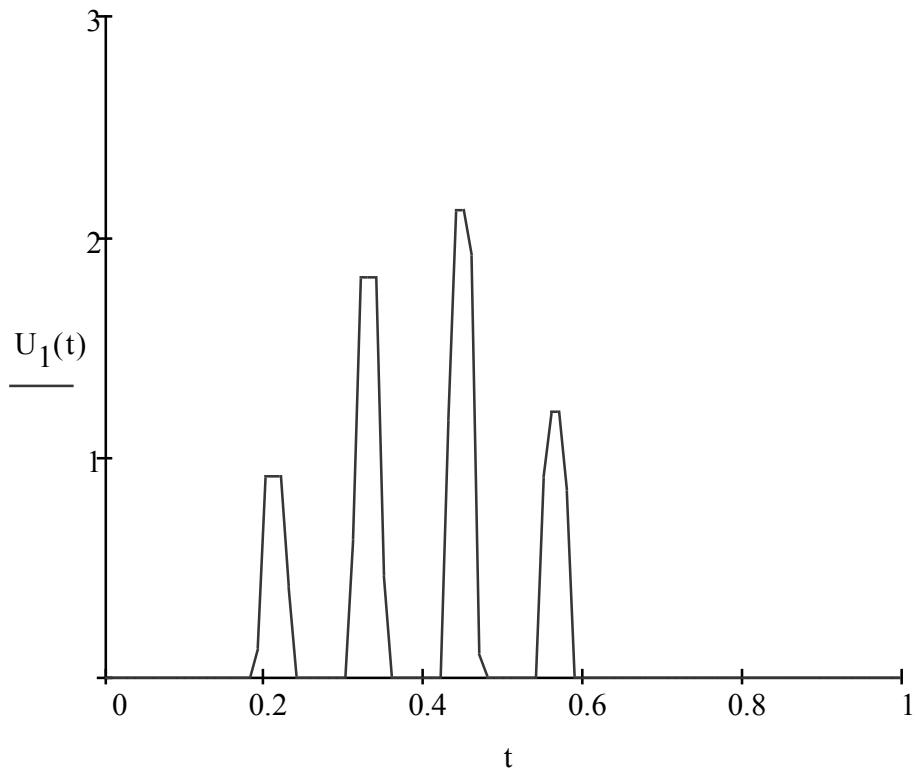


Рис. 6. Функция управления.

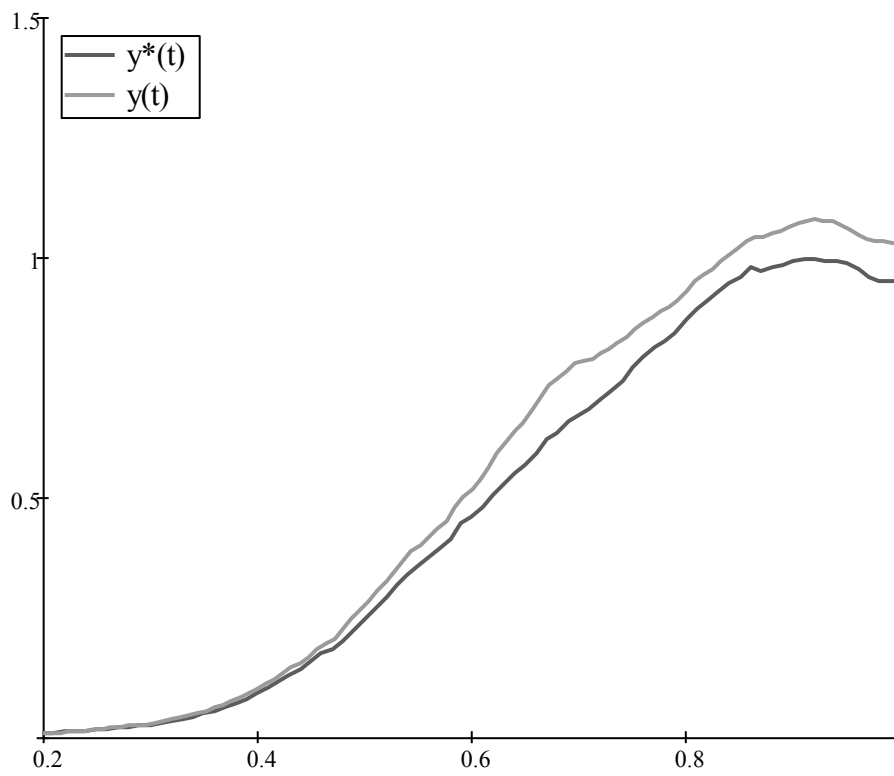


Рис. 7. Переменная биомассы.

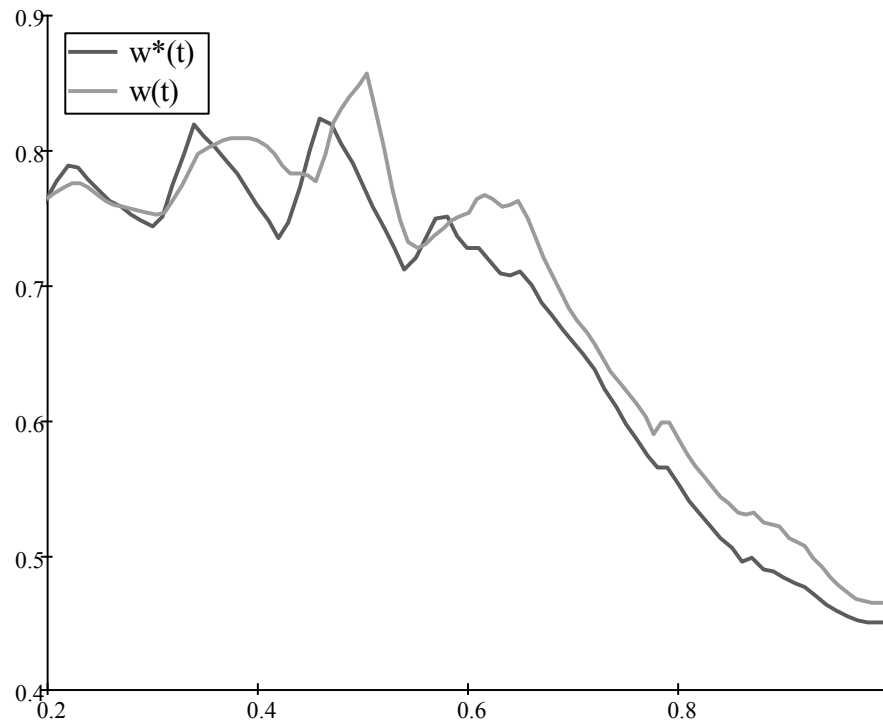


Рис. 8. Переменная влажности.

Большой прикладной интерес рассмотренная задача несет при решении задачи оптимизации по управлению почво-растительной системы. В этом случае к системе дифференциальных уравнений (1) – (2) с начальными условиями (3) можно добавить следующий критерий оптимальности:

$$I(u) = \int_0^T c_3 \left[-\alpha_1 (y^2 + Ky) + \alpha_2 (Kw - yw) + f_1 + f_2(u) \right] dt - \int_0^T \left[(c_1 + c_2 u) + (y^* - y)^2 + (w^* - w)^2 + u^2 \right] dt \xrightarrow{u} \max \quad (6)$$

В целевом функционале (6) использовались следующие ценовые коэффициенты: удельная стоимость зерна – c_3 , удельная стоимость поливной воды – c_2 , удельная стоимость эксплуатационных затрат – c_1 .

Таким образом, весомый прикладной смысл несет в себе решение задачи оптимизации (1) – (4). Описание решения кратко было описано в работе (3). Предложенный способ решения задачи оптимизации по управлению почво-растительной системы, вообще говоря, является теоретической предпосылкой практической реализации программного управления почво-растительными системами в сельском хозяйстве Кыргызстана. Также этот способ пригоден для разработки программного комплекса управления почво-растительными системами как по водному, так и по агрохимическим и микробиологическим факторам питания растения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашихмин В.Н., Гитман М.Б., Келлер И.Э., Наймарк О.Б., Столбов В.Ю., Трусков П.В., Фрик П.Г. Введение в математическое моделирование: Учебное пособие / Под редакцией П.В. Трускова. М.: Логос. 2005. 440 с.
2. Камышова Г. Н., Терехова Н. Н. Системный анализ и математическое моделирование в агроэкологии (интерактивный курс): Учебно-практическое пособие / Под редакцией Г. Н. Камышовой. С.: ФГБОУ ВПО СГАУ имени Н.И. Вавилова. 2012. 116 с.

3. Забинякова О.Б., Александров В.Г. Упрощенная математическая модель и оптимальное управление почво-растительной системой // XI Международная Азиатская школа-семинар: «Проблемы оптимизации сложных систем», 27 июля – 7 августа 2015г., г. Чолпон-Ата. С. 264 – 271.
4. Полуектов Р.А., Э.И. Смоляр, В.В. Терлеев, А.Г. Топаж. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. СПб.: Изд-во С.Петербур. ун-та. 2006. 396 с.

ГАММА-АКТИВНОСТЬ НЕФТЕГАЗОВЫХ И АРТЕЗИАНСКИХ СКВАЖИН СЕВЕРНОГО ДАГЕСТАНА

Айтеков М-П.Б., Бабаев М.Р.

тел.: +79288740547; e-mail: m.aytekov37@mail.ru

тел.: +79886474700; e-mail: albionmig@mail.ru

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, г. Махачкала, Россия

При поисках месторождений полезных ископаемых, при проведении геологического картирования, охране окружающей среды широко используются радиометрические методы исследования.

Объектом исследований является нефтегазоносные площади Северного Дагестана, где была проведена наземная гамма-съемка местности с отбором проб почв, шлама с последующей лабораторной обработкой и гамма-спектрометрическими измерениями.

При гамма-съемке использовался прибор геологоразведочный сцинтилляционный типа СРП-88Н, предназначенный для измерения естественного гамма-излучения при начальном энергетическом пороге регистрации не более 50 кэВ. Пределы допускаемой относительной основной погрешности измерения потока гамма-излучения составляет $\pm 10\%$.

Многокомпонентность состава нефтей и нефтяных вод определяет комплексный подход при изучении месторождений углеводородного сырья.

При эксплуатации нефтяных месторождений вместе с восходящими флюидами перемещаются огромные массы химических элементов, включая радионуклиды рядов распада урана и тория.

Продукты выноса, попадая на земную поверхность, создают не только потенциальную возможность обогащения попутного минерального сырья, но и ряд проблем негативного характера, заключающегося в интенсивном воздействии на окружающую среду и угрозе ее техногенного загрязнения.

Геолого-геохимические процессы, происходящие при добыче нефти и газа, неоднократно освещались в литературе, и некоторые аспекты этих проблем рассматриваются отечественными и зарубежными исследователями как закономерности в нефтяной геологии.

Несмотря на локальный характер техногенных загрязнений нефтеносных площадей, эти вопросы заслуживают внимания. О существовании проблем многокомпонентного, в том числе радиоактивного, загрязнений, связанных с подземными водами, и на площадях некоторых нефтегазоносных месторождений Дагестана приводятся в работах [1, 2].

Нефтяные воды, как правило, содержат повышенные количества J, Br, B, Ra, Ba, Sr, а также органическое вещество (ОВ); из газов - углеводороды (УВ), биогенный азот, углекислоту, сероводород.

Содержание радия в водах нефтяных месторождений увеличивается с приближением к фронту нефтяной залежи, в то время как содержание урана, наоборот, вблизи залежи незначительные, а с удалением от нее повышаются [3].

О связи радиоактивных элементов с нефтями ранее описывались в трудах геологов Татарстана [4, 5] и Башкортостана [6], отмечавших о переносе природных радионуклидов в основном, с водной фазой и их накоплении в кольматационных оторочках нефтяного

оборудования. Проблема радиоактивности нефтегазовых месторождений весьма велика: так, за последнее 20 лет на нефтедобывающих предприятиях США накопилось около 8 млн. т. радиоактивных отходов [7].

Исследуемая площадь представлена супесчаными почвами со скудным растительным покровом. Гамма-съемка проводилась на площади, включающей 18 нефтяных скважин, вскрывших породы триасового и майкопского возраста.

Среднее значение фона местности 8 мкр/ч. Высокие значения гамма-активности наблюдаются на около скважинных пространствах, где вскрыты бурением породы триасового возраста. На площадках некоторых скважин показания прибора варьировали в пределах от 5,6 мкр/ч (амбар скв. 2) до 2576,9 мкр/ч (внутренние стенки труб на площадке скв. 7). Максимальные показания на площадке скв.2 2-1606,6 мкр/ч, что превышает безопасный радиационный фон в 200 раз.

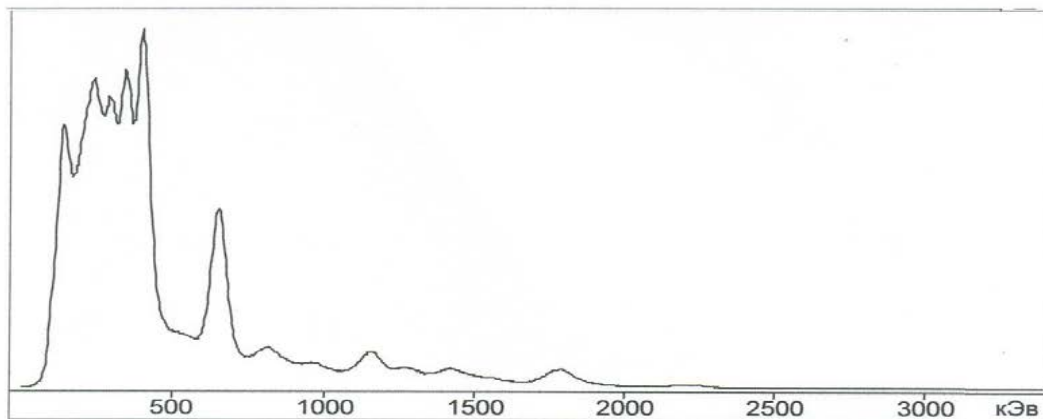
Проба шлама, отобранная нами на площадке одной из скважин, вскрывшей отложения триаса, была проанализирована на гамма-спектрометре «Прогресс-2000» на содержание радионуклидов (табл. 1) с представлением гамма-спектра измерения (рис.1).

Измерения проводились в геометрии «Маринелли». Вес пробы-1174,22 г., фракция $\leq 0,1$ мм. Пики на гамма-спектре низких энергий (<300 кэВ) нами не рассматривались из-за ненадежной информативности в связи с присутствием комптон-эффекта.

Из табл.1 видно, что содержания тория и калия в основном соответствуют кларкам для карбонатных пород по А.А. Беусу и А.Х. Браунлоу, а уран превышает в 8,3 раза. Последнее подтверждается отчетливыми пиками урана-238 по его дочерним продуктам распада свинец-214 и висмут-214 на энергетической шкале гамма-спектра (рис. 1).

Обращает на себя внимание обособленность содержания урана по отношению к тории и калию, в то время как при совместном нахождении в определенной геохимической обстановке эти элементы часто проявляют сходство в поведении, что, в частности, наблюдается в работах М.К. Курбанова и О.А. Мамаева [8,9].

Рис. 1 Табл.1



Радионуклид	Удельная активность, Бк/кг	Содержание элемента, 10^{-4} %
K-40	8836.14 ± 983.76	2871.75 ± 319.72
Th-232	787.55 ± 66.27	1.95 ± 0.16
U-238 (Ra-226)	23719.96 ± 1401.80	19.12 ± 1.13

Вопросам оценки качества источников питьевого водоснабжения не всегда уделялось должное внимание, а порой и продолжается игнорирование качества питьевой воды. Для здоровой жизнедеятельности человеку необходима экологически чистая питьевая вода.

Воды питьевого и хозяйственного назначения регламентируются нормативными документами не только по химическому и минеральному составу, но и по физическим свойствам, в частности, по радиоактивности.

Гамма-каротаж является одним из методов исследований скважин радиоактивными методами. Объектом исследований являются породы, окружающие затрубное пространство скважин в радиусе 1-2 метра. Метод решает множество геологических задач.

В связи с этим существующие в России нормативные документы СанПиН 2.1.4.1074-01 устанавливают гигиенические требования к качеству питьевой воды, а также правила контроля качества воды, производимой и подаваемой централизованными и нецентрализованными системами питьевого водоснабжения населённых пунктов.

Для реализации довольно жёстких требований упомянутого нормативного документа при часто встречающемся в практике глубоком (до 1000 м) бурении артезианских скважин на воду необходим серьёзный и комплексный подход к решению технических задач.

Для выполнения буровых работ в труднодоступной горной местности на первый план выдвигается проблема подбора автотранспорта и мобильного прибора для проведения гамма-каротажных работ.

В качестве последнего нами предлагается прибор геологоразведочный сцинтилляционный СРП-88Н1, который предназначен для косвенных измерений радиоактивности горных пород и руд по гамма-излучению при каротаже скважин и шпуров. Прибор СРП-88Н1 представляет собой носимый радиометр гамма-излучения, рассчитан на применение в каротажной станции для скважин глубиной до 1000 м, а с батарейным блоком питания - для каротажа шпуров и скважин глубиной до 170 м в носимом варианте (рис. 2).



Рис. 2 СРП -88 Н 1.

Технические характеристики СРП-88Н1 [11]:

Начальный энергетический порог регистрации – не более 50 кэВ.

Пределы допускаемой относительной основной погрешности измерения потока гамма-излучения - $\pm 10\%$.

Диапазон измерений потока гамма-излучения прибора СРП-88Н1 с аналогового выхода узла вывода комбинированного ПВК-32Н с учетом его коэффициента преобразования $1 \text{ В}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ и множителя, определяемого положением переключателя поддиапазонов, разбит на поддиапазоны.

Время установления рабочего режима - 1 мин. Время измерения радиометра – от 1 до 10 сек (в зависимости от положения переключателей диапазонов прибора).

Допустимое время непрерывной работы - 8 ч.

Нестабильность показаний СРП-88Н1 в течение 5 дней работы по 8 ч. ежедневно - не более $\pm 5\%$.

Анизотропия блоков детектирования в плоскости оси:

- блока детектирования БДПГ-22Н - 0,35;

- блока детектирования БДПГ-23Н - 0,7.

Уровень собственного фона прибора - 10 с^{-1} .

Длина кабеля блока детектирования прибора СРП-88Н1 - не более 1000 м.

Питание дозиметров СРП-88Н1 осуществляется от внешнего источника постоянного тока в диапазоне напряжений - от 11 В до 15 В.

Дополнительная погрешность при изменении напряжения питания - от 15 В до 11 В - не более $\pm 2\%$.

Прибор без нарушения работоспособности выдерживает кратковременное, в течение 30 с облучение с мощностью экспозиционной дозы - 1 Р/ч.

Назначенный срок службы - не менее 8 лет.

Наработка прибора на отказ - 5000 ч.

Мощность при напряжении питания +5 В - не более 200 мВт.

В комплект радиометра СРП-88Н1 входят:

- блок детектирования, преобразующий кванты гамма-излучения в электрические импульсы;

- пульт универсального цифрового измерителя средней частоты импульсов.

Габаритные размеры кристаллов йодистого натрия, которые используются в качестве детекторов:

- высота - 40 мм;

- диаметр - 25 мм.

Исполнение СРП-88Н1 - виброустойчивое; ударопрочное; герметичное.

Габаритные размеры:

- пульта УИК-01Н - $201 \times 100 \times 85$ мм;

- блока детектирования - 28×1275 мм.

Масса рабочего комплекта - не более 4,1 кг.

Масса в укладочном ящике - не более 15,5 кг.

Промышленностью выпускаются также каротажные станции СКВ-69, СК-1-74 и др., в комплект которых входит и громоздкое гамма-каротажное оборудование, размещаемое на базе грузовых автомобилей КАМАЗ, УРАЛ, ГАЗ-66, ЗИЛ-131. Несмотря на громоздкость и сложность станций на грузовых автомобилях, не всегда на них имеется возможность проведения в артезианских скважинах геофизических исследований до глубины 1000м.

Из приведённых технических характеристик радиометра СРП-88Н1 очевидно преимущество использования в труднодоступных горных районах данного радиометра как гамма-каротажной станции, размещённой на полноприводном легковом автомобиле.

В целях повышения универсальности и маневренности работы каротажных станций возможно размещение радиометра СРП-88Н1 как аппаратуру дооборудования также и на грузовых автомобилях.

Выводы

1. Содержания радионуклидов служат предвестниками фронта повышенного и высокого притока нефти на стадии разработки месторождений углеводородного сырья в Северном Дагестане.

2. Длительная эксплуатация объектов нефтедобычи требует утилизации отходов (включая нефтешлам) с последующим извлечением из них соединений природных радиоактивных элементов.

3. Персоналу следует соблюдать нормы радиационной безопасности по НРБ-99.

ЛИТЕРАТУРА

1. Черкашин В.И. Что делать с водой? // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. Махачкала. 2003. С. 3-4.
2. Газалиев И.М., Курбанов М.К. Экологические проблемы природных вод Дагестана // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. Махачкала. 2003. С. 171-173.
3. Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра. 1973. С. 456.
4. Булка Г.Р., Гайнутдинов Р.Ф. и др. Зоны аномальной радиоактивности в породах карбонатного разреза - результат палеомиграции нефтей на юго-западе Республики Татарстан // Материалы VII Международной конференции: Новые идеи о науках о Земле. Т. 1. М. 2005. С. 175.
5. Булка Г.Р., Галеев А.А. и др. Применение методов магнитного резонанса в оценке экологической нагрузки от ванадия и природных радионуклидов при добыче нефти // Материалы VII Международной конференции: Новые идеи о науках о Земле. Т. 4. М. 2005. С. 8.
6. Габитов Г.Х., Мустафин С.К. Тяжелые металлы в нефтях и отходах их переработки // Материалы VII Международной конференции: Новые идеи о науках о Земле. Т. 1. М. 2005. Т. 4. М. 2005. С. 11.
7. Кривцов А.И. Геоэкологические проблемы текущего и будущего мирового минерально-сырьевого обеспечения // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 9-15.
8. Курбанов М.К., Мамаев О.А. К вопросу о закономерностях распространения, происхождения и роли радиоактивности подземных вод Дагестана // Тезисы докладов II Всесоюзного радиогеохимического совещания: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Душанбе. 1975. С. 202-203.
9. Мамаев О.А. Оценка потенциальной петротермальной энергии и величины радиотеплогенерации осадочной толщи на примере площади Южно-Буйнакская // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. Махачкала. 2003. С. 121-125.
10. Питьевая вода и водоснабжение населённых мест. М.: изд-во «Рид Групп 2012. 128 с.
11. Прибор геологоразведочный сцинтилляционный СРП-88Н1. Паспорт. 1990. 33 с.

РАДИОНУКЛИДЫ КАК ГЕОРИСКИ В УГЛЕВОДОРОДНОМ СЫРЬЕ ДАГЕСТАНА

Айтеков М.-П. Б.¹, Бабаев М. Р.¹, Усупаев Ш. Э.²
 тел.: +79288740547; e-mail: m.aytekov37@mail.ru
 тел.: +79886474700; e-mail: albionmig@mail.ru
 тел.: +996555888032; e-mail: sh.usupaev@caiag.kg

¹ Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, г. Махачкала, Россия.

² Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек, Кыргызстан.

Научно-технический прогресс в результате поиска новых более безопасных и экологически безотходных технологий в сфере освоения углеводородного сырья и месторождений полезных ископаемых привел к ухудшению геоэкологической и радиационной обстановки на планете, которое началось во второй половине XX века.

Парадокс вышеуказанного поступательного научного развития привел к необходимости возникновения новых отраслей науки, таких как: ядерная геология, экологическая геология, геоэкология, радиобиология, радиогеоэкология, радиогеохимия, которые предназначены были решать проблемы особой актуальности, т.е. ведения радиационного контроля и мониторинга окружающей геологической среды, для обеспечения радиационной безопасности населения, биоты и территории планеты.

Добыча нефти на территории Дагестана началась в XIX в. так называемым колодезным способом. Нефть использовалась как топливо — для получения тепла и света. С 30-х годов XX в. начались поиски нефти на территории Южного Дагестана.

Таблица 1. Рост производства и добычи энергоресурсов в Дагестане

Производство	Годы					
	1940	1960	1970	1980	1990	1996
Нефть (тыс. т)	145	226	2 179	751	594	365
Газ (млн м ³)	29	58	1 600	733	839	702
Электроэнергия (млн. кВтч)	72	273	612	2 875	4 476	2 821

Впервые в 1935 г. получена была промышленная нефть в районах Ачису и Избербаша, в начале 40-х годов и в годы войны велась нефтедобыча и в районе Махачкалы.

В послевоенное время осуществлялась добыча нефти со дна Каспия около Избербаша. В 1957 г. начали разрабатывать нефть в Каякентском районе, а в 1959 г. начали получать промышленную нефть из скважин в районе г. Южно-Сухокумска.

Качество нефти, добываемой из недр Дагестана, высокое, отличается значительным содержанием легких углеводородов и малыми примесями сернистых соединений.

Нефть, извлекаемая из недр территории Дагестана, транспортировалась для переработки на заводы Азербайджана и Грозного. В настоящее время строится нефтеперерабатывающий завод в районе с. Новый Хушет.

Добыча природного газа ведется в районе поселков Ачису, Шамхал-Булак и г. Дагестанские Огни. Из поселка и района Шамхал-Булака в столицу Дагестана Махачкалу проложен газопровод.

Проводимые в настоящее время геолого-геофизические исследования отложений нефтекумской и анизийской свит нижнего и среднего триаса в блоке 4410,0-4450,0 м, на примере освоения месторождения «Озерное», позволили проводить радиологический мониторинг нефтегазовых скважин по разрезу скв. 2.

На гамма-каротажной диаграмме радиационный мониторинг позволил выделить 2 пика интенсивностью 25-27 мкр/ч (рис. 1), которые предшествуют фонтну притока нефти.

Пики были приурочены: первый, довольно широкий - к нефтекумской свите в интервале глубин 4437,0-4450,0 м; второй - к границе оленекской и анизийской свит нижнего-среднего триаса на глубине 4420 м.

Приведенные на основе радиационного мониторинга интервалы глубин рекомендованы были как наиболее проницаемые толщи пород.

Нефтекумская свита протягивается узкой полосой на севере Дагестана в сторону акватории Каспийского моря, в пределах которой установлено месторождение «Озерное».

О принадлежности нефтекумской свиты к триасовой системе имеются у геологов-нефтяников различные обоснования: некоторые из них относят данную нефтегазоносную свиту к пермо-триасу.

Свита представлена толщей карбонатных пород с переслаивающимися массивными плитчатыми известняками, тонкокристаллических известковых доломитов и мергелей.

Структура в основном органогенно-водорослевая. Для свиты характерно наличие органогенно-обломочного материала.

В оленекский век шло накопление терригенно-карбонатных осадков с преобладанием органогенно-обломочных, брекчиевидных известняков.

В среднем триасе, в анизийском веке, активизировались тектонические движения с накоплением тонкообломочного материала с примесью растительных остатков.

Слабое накопление органических остатков в нижнем триасе рассматриваемых нами отложений, а также особенности изменения интенсивности накопления органического вещества в осадках в ходе геологического времени указывают на то, что в триасе в условиях депрессии накоплены были органические вещества.

Изменение интенсивности нефтенакопления во времени весьма сходно с изменением накопления $C_{орг.}$

В свою очередь, общеизвестна закономерность положительной корреляции ОВ с ураном, т.е. миграция урана и накопление его в осадках в основном происходили под влиянием живого вещества биосферы во все геологические времена.

В качестве современного метода мониторинга радиационной обстановки предлагается использовать для этих целей отечественную аппаратуру - гамма-бета-спектрометрический комплекс «Прогресс-БГ».

В состав комплекса входит также альфа-радиометр для измерения активности альфа-излучающих радионуклидов (р/н) в счётных образцах с использованием программно-аппаратурного комплекса «ПРОГРЕСС».

Методика зондирования состоит в измерении суммарной активности альфа-излучающих р/н в «тонкослойных» счётных образцах, приготовленных из вещества проб путём избирательного электролитического высаживания измеряемых р/н на специальные подложки, и для измерения суммарной удельной активности альфа-излучающих р/н в «толстослойных» счётных образцах, приготовленных из вещества проб путём выпаривания, озоления, специальной радиохимической экстракции.

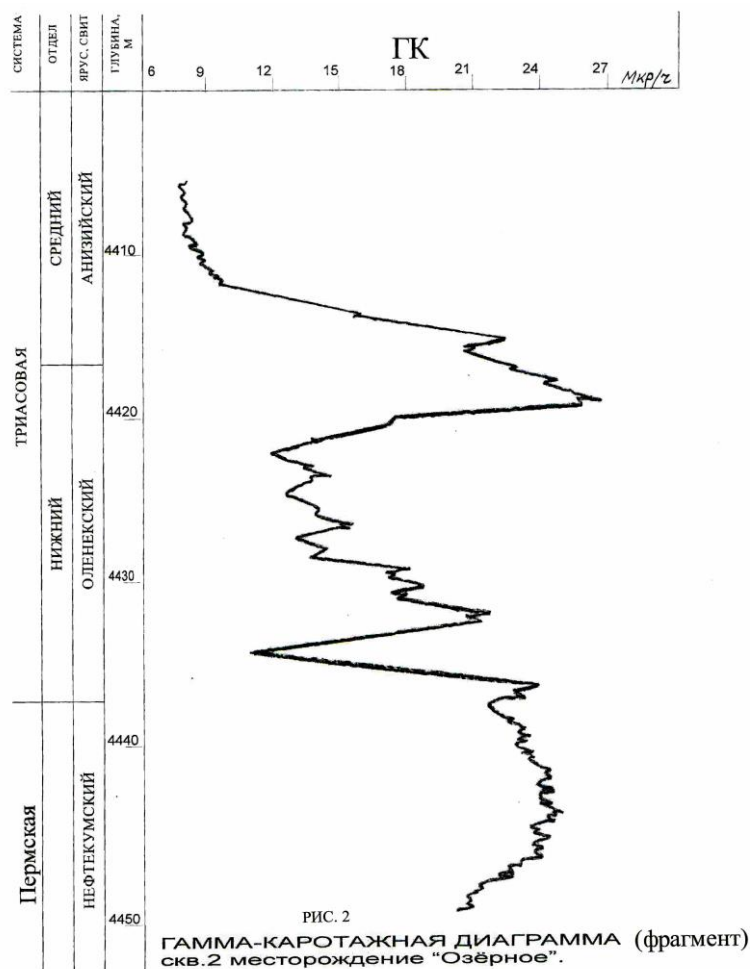


Рис. 1. Гамма-каротажный разрез скважины 2 на месторождении «Озерное».

Функция измерения активности бета-излучающих р/н в счётных образцах основана на регистрации сцинтилляционных спектров бета-излучения, испускаемого веществом счётного образца, с последующей их обработкой программой «ПРОГРЕСС».

Для регистрации гамма-излучения от счётного образца используется гамма-спектрометрический тракт со сцинтилляционным блоком детектирования(СБД). СБД включает в себя: сцинтиллятор, фотоэлектронный умножитель (ФЭУ) с делителем высокого напряжения и спектрометрический усилитель импульсов. СБД располагается в специальном свинцовом экране для его защиты от внешнего излучения.

Для проведения калибровки по энергии и контроля за сохранностью параметров для каждого из трёх трактов измерений в комплект установки входит контрольный источник. Для экспонирования счётных образцов в зависимости от геометрической конфигурации сцинтилляционного кристалла применяются различные измерительные кюветы (сосуд Маринелли, сосуд ИК-63, чашка Петри).

В состав радиологического комплекса «Прогресс» входит и оборудование на основе активированного угля для мониторинга окружающей среды. Для измерения активности радона, сорбированного в активированном угле, комплект базируется на использовании сцинтилляционного гамма-спектрометра «Прогресс-гамма» [1].

На примере проведённой гамма-съёмки на площади месторождения нефти «Озёрное» (Северный Дагестан) с последующим отбором проб шламов для лабораторных измерений радиоактивности на комплексе «Прогресс-БГ» проиллюстрируем некоторые возможности измерительной аппаратуры [2].

Среднее значение фона местности 8 мкр/ч. Максимальные показания на площадке скв.22 – 1606,6 мкр/ч, что превышает радиационный фон местности в 200 раз.

Проба шлама, отобранная нами на площадке одной из скважин, вскрывшей отложения триаса, была проанализирована на гамма-спектрометре на содержание радионуклидов (табл. 1):

Таблица 1.

Радионуклид	Удельная активность, Бк/кг	Содержание элемента, 10 ⁻⁴ %
K-40	8836,14±983,76	2871,75±319,72
Th-232	787,55±66,27	1,95±0,16
U-238(Ra-226)	23719,96±1401,80	19,12±1,13

Измерения проводились в геометрии «Маринелли». Вес пробы – 1174,22 г., фракция ≤0,1 мм. Пики на гамма-спектре в области низких энергий (<300 кэВ) нами не рассматривались из-за ненадежной информативности в связи с присутствием комптон-эффекта.

Из табл.1 видно, что содержание тория в основном соответствуют кларкам для карбонатных пород по А.А. Беусу [3], а уран превышает в 8,3 раза.

Последнее подтверждается отчетливым пиком урана-238 по его дочернему продукту распада висмуту-214 на энергетической шкале гамма-спектра (Рис.1).

Измерительный комплекс используется нами в течении ряда последних лет не только для радиационного мониторинга окружающей среды на территории Дагестана, но и в исследовательских целях.

Выводы

1. Установлена обособленность урана по отношению к торию, и одновременно резко контрастное содержания урана по отношению к торию в геохимической обстановке, что указывает на принадлежность этих элементов к отложениям разного возраста.

2. Уран мигрирует из нижележащего более древнего пермского по возрасту горизонта в выше расположенные отложения триасового возраста.

3. При мониторинге радионуклидных георисков предлагается использовать выше приведенный метод с применением сцинтилляционного гамма-спектрометра «Прогресс-гамма».

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамма-бета-спектрометрический комплекс «Прогресс-БГ» (Техническое описание и инструкция по эксплуатации). Москва. 2002. 37 с.
2. Айтеков М.-П.Б. и др. Радиогеохимические аспекты при добыче нефти и газа в Дагестане / В сб. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. Вып. № 50 / Под ред. Черкашина В.И. Махачкала. 2006. С. 179-181.
3. Беус А.А. Геохимия литосферы. М. : Недра. 1972. 296 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ В ЗАДАЧЕ ОПТИМИЗАЦИИ УПРАВЛЕНИЯ КЛАССИФИЦИРОВАННЫМ ТРАФИКОМ СЕТИ MPLS-TE DIFFSERV

Ткачёв М. С.

тел.: 0555 905 662; e-mail: m.tkachevv@gmail.com.

ЗАО «Альфа Телеком», г. Бишкек, Кыргызстан.

Аспирант Кыргызско-Российского Славянского университета

Введение. Технология *MPLS (MultiProtocol Label Switching)* была разработана для передачи разнородного трафика, и создания единого протокола передачи данных как для приложений с коммутацией каналов, так и для приложений с коммутацией пакетов. В основе технологии *MPLS* лежит механизм, который позволяет при маршрутизации заглядывать не внутрь передаваемого пакета и исследовать таблицу маршрутизации в поисках лучшего подходящего пути, а ориентироваться по некой метке. При этом совершенно неважно, что находится под меткой — пакеты *IP (Internet Protocol)*, кадры *Ethernet* или ячейки *ATM (Asynchronous Transfer Mode)*.

Расширение технологии *MPLS — Traffic Engineering (TE)* предоставляет возможность управлять направлением прохождения трафика данных, путем резервирования каналов передачи, для распределения загрузки сети в целом, и для предотвращения перегрузок. При этом производится оценка полосы пропускания канала передачи и значения объемов трафика, проходящего по этому каналу. Технология *MPLS-TE* позволяет создавать коммутируемые по меткам тракты через звенья, имеющие надлежащие ресурсы, тем самым гарантируя, что для обслуживаемого потока всегда будет иметься достаточная полоса пропускания, и что перегрузка будет предотвращена как в стабильном режиме работы, так и в случаях сетевых отказов.

Механизмы *QoS (Quality of Service)* требуют от сетевого соединения определенных характеристик производительности. Среди которых, такие как гарантированная пропускная способность, временная задержка, определенные колебание временной задержки и уровень потери пакетов.

Для обеспечения легкомасштабируемых разнотипных услуг в крупных вычислительных сетях была разработана архитектура дифференцированных услуг (*Differentiated Services — DiffServ*). Данная архитектура позволяет выставлять приоритеты в обслуживании потоков трафика в каждом сетевом узле. На основе приоритетов выделяются запрашиваемые ресурсы для каждого потока трафика.

Одним из базовых требований к сети *MPLS-TE DiffServ* является отдельное резервирование и предоставление полосы пропускания для трафика каждого класса. Для

этого вводится понятие класс типа *CT (Class of Type)*, которое определяется как совокупность ограничений по полосе пропускания тракта передачи (ТП). С помощью *CT* производится маршрутизация с учетом ограничений полосы пропускания ТП и управления доступом. Предусмотрено до восьми *CT*, где негарантированному обслуживанию соответствует *CT0*. Один скомутированный по меткам путь *LSP (Label Switched Path)* может передавать трафик только одного и того же *CT* и использовать при этом одинаковые или разные приоритеты вытеснения потоков трафика [1, 2].

В работе [3] показаны возможности применения метода декомпозиционно-координационной оптимизации с параллельной обработкой информации к решению задачи оптимизации управления трафиком в сети *MPLS-TE DiffServ*. Исходная оптимизационная задача декомпозируется на ряд локальных подзадач благодаря фиксации взаимосвязей согласно методу прогноза взаимодействий, благодаря этому каждая из подзадач может решаться самостоятельно на нижнем уровне. В настоящей работе рассматриваются основные механизмы формирования классов обслуживания поступающего сетевого трафика сети *MPLS-TE DiffServ* в среде моделирования *OMNeT++*, а также описано формирование параметров к задаче управления классифицированным трафиком, описанной в работе [1], непосредственно влияющих на вычисление конечного результата.

1. Декомпозиционная модель сети с классифицированным трафиком. Важным свойством телекоммуникационной системы является ограниченность пропускных способностей каналов связи, когда суммарная величина информационного потока, передаваемого по каналу связи, не может превышать его пропускную способность.

В работе [3] рассматривается сеть с фиксированной топологией, в которой обслуживаются трафики разного класса. Сеть состоит из n узлов-маршрутизаторов (подсистем) и m трактов передачи (ТП).

Для каждого маршрутизатора имеет место исходящий и входящий трафик некоторой интенсивности и некоторого класса s из числа обслуживаемых классов в сети.

Интенсивность исходящего трафика i -го маршрутизатора s -го класса обслуживания будет определяться как:

$$\sum_{s=1}^S \sum_{l=1}^m x_{is}^l = A_i^s X_i^s,$$

здесь: x_{is}^l - интенсивность трафика s -го класса обслуживания l -го ТП, исходящего от i -го маршрутизатора (маршрутная переменная);

$x_{is} = [x_{is}^1, \dots, x_{is}^l, \dots, x_{is}^m]^T$ - вектор интенсивностей исходящих из i -го маршрутизатора потоков;

$X_i^s = [x_{i1}^s, \dots, x_{is}^s, \dots, x_{iS}^s]^T$ - вектор интенсивностей исходящих из i -го маршрутизатора потоков трафика всех классов обслуживания;

$A_i^s = [A_i^T : A_i^T : \dots : A_i^T]$ - блочный вектор связности i -го маршрутизатора со всеми исходящими ТП, $A_i = [1, 0, \dots, 1]^T$ - вектор связности i -го маршрутизатора со всеми исходящими ТП, составляется согласно топологии сети: "1" означает, что связь существует, "0" - нет связи; $A_i \in R^m$. Отметим, что A_i - стационарный вектор, если топология сети фиксирована. Число повторений вектора A_i^T в A_i^s соответствует S - количеству классов, обслуживаемых в сети.

$\varphi = [\varphi_1, \dots, \varphi_l, \dots, \varphi_m]^T$ - вектор пропускной способности всех трактов передачи, а φ_l - пропускная способность l -го ТП.

Разделение пропускной способности l -го ТП для i -го маршрутизатора должно учитывать принадлежность трафика тому или иному классу CT . С учетом этого:

u_{is}^l - доля пропускной способности l -го ТП выделенной для s -го класса для i -го маршрутизатора;

$u_{is} = [u_{is}^1, \dots, u_{is}^l, \dots, u_{is}^m]^T$ - вектор долей пропускной способности всех ТП для i -го маршрутизатора, выделенных для s -го класса;

$U_i^s = [u_{i1}^s, \dots, u_{is}^s, \dots, u_{im}^s]^T$ - вектор долей пропускной способности всех ТП для i -го маршрутизатора, выделенной для всех S классов.

Тогда сумма интенсивности исходящего от i -го маршрутизатора потока для всех классов обслуживания и суммарной интенсивности всех входных потоков от j -ых маршрутизаторов к i -тому маршрутизатору также для всех классов обслуживания должна быть не больше возможностей пропускных способностей ТП, выделенных для каждого из этих классов обслуживания:

$$A_i^s X_i^s + \sum_{j \neq i}^n A_{ij}^s X_j^s \leq \Phi U_i^s,$$

где $\Phi = [\varphi^T : \varphi^T : \dots : \varphi^T]$ - блочный вектор пропускной способности всех трактов передачи в сети, число повторений вектора-строки φ^T соответствует количеству классов, обслуживаемых в сети.

Блочный вектор связности i -го маршрутизатора со всеми входящими ТП от j -х маршрутизаторов:

$$A_{ij}^s = [A_{ij}^T : A_{ij}^T : \dots : A_{ij}^T]$$

$A_{ij} = [0, 0, \dots, 1]^T$ - вектор связности i -го маршрутизатора со всеми входящими ТП от j -х маршрутизаторов, составляется согласно топологии сети; $A_{ij} \in R^m$, число повторений вектора A_{ij}^T в A_{ij}^s соответствует S .

2. Моделирование сети MPLS-TE DiffServ. Рассмотрим сеть *MPLS-TE DiffServ*, состоящую из 3-х управляющих модулей, 10-ти модулей *LSR (Label Switching Router)* и 6-ти конечных устройств (рис. 1). Данная сеть смоделирована с помощью объектно-ориентированной, модульной среды моделирования с открытой архитектурой *OMNeT++*[4]

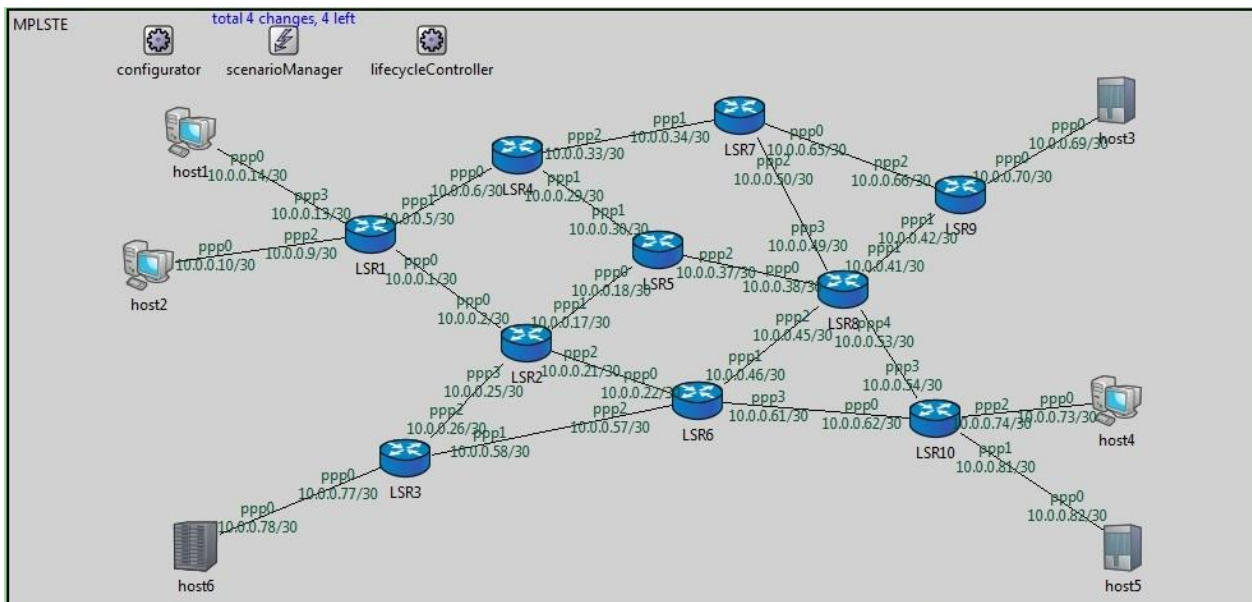


Рис. 1. Модель сети *MPLS-TE DiffServ* в среде *OMNeT++*.

Модули *LSR*-маршрутизаторов являются основными элементами сети *MPLS-TE DiffServ* в среде моделирования *OMNeT++*. Они состоят из нескольких взаимосвязанных функциональных подмодулей, каждый из которых отвечает за определенные сетевые возможности. У каждого подмодуля своё назначение, но вместе они позволяют маршрутизатору *LSR* выполнять функции, такие как: определение своих соседей и распознавание их сетевых адресов, присваивание метрик расстояний до каждого из своих соседей, вычисление кратчайших путей ко всем маршрутизаторам сети *MPLS-TE DiffServ*.

В сети *MPLS-TE DiffServ* используются классы переадресации сетевого трафика – *FEC* (*Forwarding Equivalence Class*). *FEC* объединяет группу пакетов, которые передаются по одинаковому пути *LSP* (*Label Switched Path*), и имеют одинаковый адрес назначения. Классы *FEC* могут быть привязаны к определенному *CT*, и тем самым позволяют обеспечить желаемый уровень качества обслуживания *QoS*.

3. Формирование вектора связности *LSR*-маршрутизаторов со всеми исходящими каналами передачи данных. $A_i = [1, 0, \dots, 1]^T$ - вектор связности *i*-го маршрутизатора со всеми исходящими ТП, составляется согласно топологии сети: “1” означает, что связь существует, “0” – нет связи.

За формирование блочного вектора связности *LSR*-маршрутизатора с другими *LSR*-маршрутизаторами в модели сети *MPLS-TE DiffServ* отвечает подмодуль *TED*. Подмодуль *TED* содержит базу данных *TED* (*Traffic Engineering Database*) с информацией об обработанных и оптимизированных маршрутах, включая общую и зарезервированную полосу пропускания для каждого соединения. При этом в составлении конечной базы данных с информацией об обработанных и оптимизированных маршрутах участвуют подмодули *LinkStateRouting* и *NotificationBoard*. Подмодуль *LinkStateRouting* - использует протокол состояния каналов для передачи информации о топологии и состоянии соединений всем участникам сети *MPLS-TE DiffServ*. Подмодуль *NotificationBoard* - используется для уведомления о сетевых событиях, таких как изменения в таблице маршрутизации, изменение статусов сетевых интерфейсов, изменение настроек сетевых интерфейсов, изменение состояний каналов передачи данных и т.д.

4. Формирование вектора интенсивности исходящего трафика *LSR*-маршрутизаторов. Интенсивность сетевого трафика отражает характер поступления пакетов в сетевые узлы, а также влияет на заполнение сетевых ресурсов, таких как общая пропускная способность ТП.

Интенсивность исходящего сетевого трафика замеряется на выходных сетевых интерфейсах как конечных устройств, так и *LSR*-маршрутизаторов выбранного кратчайшего пути до узла назначения, и наглядно может быть представлена в виде заполнения сетевых очередей (рис. 2).

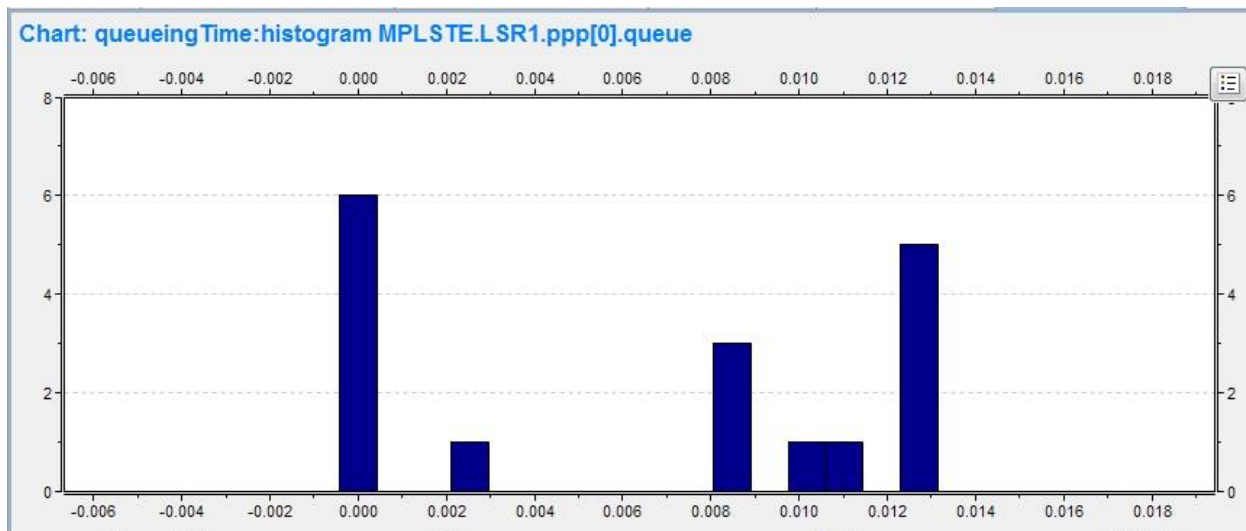


Рис. 2. Заполнение сетевой очереди исходящего интерфейса маршрутизатора *LSR1*.

При этом пакеты заполняют очереди сетевых интерфейсов, ожидая момента обработки и дальнейшей пересылки до узла назначения. Этот процесс занимает доли миллисекунд, если вычислительные ресурсы *LSR*-маршрутизаторов не перегружены.

5. Формирование вектора долей пропускной способности всех ТП для всех *LSR*-маршрутизаторов. Суммарная величина информационного потока, передаваемого по каналу связи, не может превышать его пропускную способность.

Настройка совокупности ограничений по полосе пропускания ТП, которые определяются в виде классов типов *CT* передаваемых данных, позволяет гарантированно резервировать для классов трафика доли пропускной способности. При этом важную роль играют заданные приоритеты для каждого из настроенных *CT*. Классу с более высоким приоритетом предоставляется возможность вытеснения классов с более низким.

Модуль *ThruputMeteringChannel* позволяет делать замеры в режиме реального времени таких физических характеристик ТП как текущая полоса пропускания, средняя пропускная способность и количество процентов среднего использования ТП данных. Данные показатели снимаются с ТП, и могут быть использованы при оценке загрузки ТП в целом в режиме реального времени.

Заключение. Сеть *MPLS-TE DiffServ* – это сложная сетевая архитектура, позволяющая гарантировать доставку сетевых пакетов от источника до пункта назначения по оптимальному пути с гарантированной полосой пропускания. При этом важная роль уделяется разделению имеющихся полос пропускания всех ТП на выбранном *LSP* до узла назначения между всеми *CT*.

Рассмотренное формирование блочного вектора связности *LSR*-маршрутизаторов со всеми исходящими ТП напрямую зависит от топологии сети *MPLS-TE DiffServ*, а также от текущего состояния ТП. При недоступности соединения между любыми двумя *LSR*-маршрутизаторами, вектор будет перерасчитан. При этом вектора интенсивности исходящего трафика *LSR*-маршрутизаторов и долей пропускной способности всех ТП формируются сразу несколькими подмодулями среды моделирования, и их значения напрямую зависят от настройки указанных в данной работе подмодулей *OMNeT++*.

Рассмотренные формирования параметры используются в решении задачи оптимизации управления классифицированным трафиком в сети *MPLS-TE DiffServ*, и, непосредственно, влияют на моделирование эффективности полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рекомендации RFC 2702 «Requirements for Traffic Engineering Over MPLS».
2. Рекомендации RFC 3564 «Requirements for Support of Differentiated Services-aware MPLS Traffic Engineering».
3. Лыченко Н.М., Ткачев М.С. Декомпозиционно-координационное решение задачи оптимизации управления классифицированным трафиком в MPLS-сети // Проблемы автоматизации и управления. Бишкек: Илим. 2014. № 2. С. 11-20 .
4. <http://inet.omnetpp.org>.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ

Абаканов А.Т., Казаков Д.В., Нуржумаев Н.О., Жараспаев А.Ж., Данабаев А.Т. ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕНГИЗ)	3
Абдрахманова Г.А., Ерохин С.А., Загинаев В.В., Клименко Д.П., Гасанова А.Т. О ТИПИЗАЦИИ И ПРОГНОЗЕ СЕЛЕВЫХ ГЕОРИСКОВ В КЫРГЫЗСТАНЕ	7
Абдуллаев Д.Р., Умурзаков Р.А. К ВОПРОСУ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ЗОН В СВЯЗИ С ЯВЛЕНИЯМИ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА	10
Абдусаломов Х.А., Махмудов А.Б., Умурзаков Р.А. О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ ЗАВИСИМОСТИ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ (ΔT) ЗЕМНОЙ КОРЫ СУРХАНДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ	13
Абдыбачаев У.А., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Ормуков Ч., Коноков Т. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОНОМИЯ КАДАСТРИЗАЦИИ И ТИПИЗАЦИИ ГЕОРИСКОВ ОТ ОПОЛЗНЕЙ В ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЕ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	17
Азимов Б. Г., Аслонов А.А., Дононов Ж.У., Расулжонов М.С., Алимардонов А.Р. КОМПЛЕКТЫ МНОГОЗОНАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ – ОСНОВА ПРИ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ МЕТОДОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ И ПРИМЕНЕНИИ ИХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ	23
Айтмырзаев Ж.С., Ельдеева М.С. МЕТОДИКА ОЦЕНКИ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ	27
Алиев М.Х. СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ФЛЮИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ- ШАНЯ И ЖОНГАРСКОГО ОРОГЕНА	29
Амиров Н. СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ СО СКОРОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ ВОКРУГ СВОЕЙ ОСИ	32
Андамов Р.Ш ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ РАЙОНА ТАДЖИКСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО КОМБИНАТА «ЗЕРАВШАН» (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)	41

Аслонов А.А., Раббимкулов С.А., Расулжонов М.С., Азимов Б.Г., Умурзаков Р.А. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ КЛАССИФИКАТОРОВ ФОТОАНОМАЛИЙ КАНАЛОВ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА	45
Аширов Б.М., Жакупов Н.С., Кадырханова Н.Ж., Джанабилова С.О. СОЗДАНИЕ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ АВТОМАТИЗАЦИИ ПРОЦЕССА СБОРА, ХРАНЕНИЯ И ВИЗУАЛИЗАЦИИ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	48
Аширов Б.М., Жакупов Н.С., Кадырханова Н.Ж., Джанабилова С.О. ТЕХНОЛОГИЯ СОЗДАНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ РАБОЧИХ МЕСТ (АРМ) «СЕЙСМОЛОГ» ДЛЯ СИТУАЦИОННОГО ЦЕНТРА АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИНСТИТУТА СЕЙСМОЛОГИИ РК	53
Байкулов С.К. ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧНОСТИ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОЙ СТРУКТУРЫ	57
Бегмуродов М.И., Абидов Х.А., Умурзаков Р.А. К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАТЕРИАЛОВ МНОГОЗОНАЛЬНОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ БУХАРО-ХИВИНСКОГО РЕГИОНА	60
Бекбаулиева Н.Н., Нью В.А. АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ СЕЙСМИЧЕСКИ УЯЗВИМОГО РЕГИОНА КАЗАХСТАНА НА АКТИВНОСТЬ ЖИВОТНЫХ В СИСТЕМЕ СЕЙСМОБИОМОНИТОРИНГА ВБЛИЗИ Г. АЛМАТЫ	62
Богомоллов Л.М., Закупин А.С., Мубассарова В.А., Пантелеев И.А. ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ОБРАЗЦОВ МРАМОРА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ФИКСИРОВАННОМ УРОВНЕ НАПРЯЖЕНИЙ	66
Верзунов С.Н. АНАЛИЗ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ ВЕЙВЛЕТ-БАЗИСОВ	68
Воронцова Е.В. СПОСОБЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ И НАБЛЮДЕНИЕ ЕЁ ПРОЯВЛЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ	72
Воронцова Е.В., Лазарева Е.А. МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ МОНИТОРИНГА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С БУМАЖНЫХ НОСИТЕЛЕЙ	73
Воронцова Е.В., Пилипенко В.А. ОТКЛИК ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ НИЗКОШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЫ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ РС5 ПУЛЬСАЦИИ	78
Гасанова А.Т., Усупаев Ш.Э., Абдрахманова Г.А., Валиев Ш.Ф. О СВЯЗИ ДЕГРАДАЦИИ ЛЕДНИКОВ И АТМОСФЕРНО-ГРОЗОВЫХ ЯВЛЕНИЙ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	78

Дзалба А.Л. УВЕЛИЧЕНИЕ ГЛУБИННОСТИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ СТАНЦИИ LEM1 417 M	82
Дононов Ж.У., Аслонов А.А., Расулжонов М.С., Алимардонов А.Р., Азимов Б. Г. ПРОФИЛЬНЫЙ МЕТОД ВЫЯСНЕНИЯ СТЕПЕНИ ВЛИЯНИЯ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ОТРАЖАЮЩУЮ СПОСОБНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	86
Егоров А.К., Акбергенов Е.М. СВОБОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ, ХАРАКТЕРИЗУЕМЫЕ РЕФЕРЕНТНОЙ МОДЕЛЬЮ ДЗЕВОНСКОГО И АНДЕРСОНА	90
Ерохин С.А., Загинаев В.В. О МЕХАНИЗМЕ ПРОРЫВА БООМСКОГО ЗАЛИВА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ	84
Ерохин С.А., Клименко Д.П. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ ГЕОРИСКОВ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА ТОКМОК В ЧУЙСКОЙ ДОЛИНЕ	99
Жумашов Ж.Н., Жумашева З.Н. О СТАДИЯХ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТИ И ГАЗА И ГЕОРИСКАХ ПРИ ИХ ОСВОЕНИИ	104
Забинякова О.Б. АНАЛИЗ ПОГРЕШНОСТЕЙ ОЦЕНКИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ ПРИ АЗИМУТАЛЬНОМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ	109
Загинаев В.В., Ерохин С.А. ТЕХНОЛОГИИ ОЦЕНКИ ПРОРЫВА ТИПОВ МОДЕЛЕЙ ПЛОТИН ГОРНЫХ ОЗЕР И ВЫЗВАННЫХ ИМИ СЕЛЕВЫХ ГЕОРИСКОВ В ТЯНЬ-ШАНЕ	118
Кайраткызы Д., Андреев А. ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ТРЕНДЫ В ВАРИАЦИЯХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЗЕМНЫХ СУТОК И ГЛОБАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ	124
Копылов Е.Ю. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИЧИН ПОЯВЛЕНИЯ “СТРУКТУРНЫХ” ПОМЕХ В ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ С ШУМОПОДОБНЫМИ СИГНАЛАМИ	128
Кыдырова Л.Ш., Маханькова В.А. СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕГИОНА АЛАЙ-КАШГАР (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) С ЦИКЛИЧНОСТЬЮ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ	135
Лашин О.А. МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ АЧХ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА С ШИРОКОПОЛОСНЫМ ИНДУКЦИОННЫМ ДАТЧИКОМ ИНТЕГРИРУЮЩЕГО ТИПА	138

Лютикова В.С. РОЕВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ	143
Ляшенко А.В. ИЗУЧЕНИЕ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В КЫРГЫЗСТАНЕ	148
Малосиева М.Т. КАРТИРОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ПО ОСОБЕННОСТЯМ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (ΔT)а ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ	149
Мамадалиева М.А. НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	153
Мансуров А.Н., Сычева Н.А. АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДИСКРИМИНАТОРОВ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ПРЯМЫХ P- И S-ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ	155
Мансуров А.Н., Сычева Н.А. РАСЧЕТ САЙТ-ЭФФЕКТОВ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ СЕТИ КНЕТ НА ОСНОВЕ ОТНОШЕНИЯ n/v СПЕКТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА	159
Матюков В.Е. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ И АЛГОРИТМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	164
Мирзаев М.А. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ МАЛЫХ ГЛУБИН	169
Мирсаидова Н.М., Абдусаломов Х.А., Бегмуродов М.И., Умурзаков Р.А. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СВЯЗИ ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ (ΔT) ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРА И КАШКАДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ	171
Мухамадиев А.О., Остапенко В.Ф., Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е. АНАЛИЗ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ ЕСТЕСТВЕННОГО НЕЙТРОННОГО ПОТОКА НА АЛМАТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ	175
Нелин В.О. ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ АГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АППАРАТУРЫ MTU-5 ФИРМЫ «PHOENIX GEOPHYSICS»	180
Никольский Е., Теплов Д., Сычева Н.А. ОЦЕНКА ДОБРОТНОСТИ СРЕДЫ НА ОСНОВЕ ОТНОШЕНИЙ СПЕКТРОВ P- ИЛИ S-ВОЛН ДВУХ СТАНЦИЙ	185
Ню В.А., Суровцева Н.В., Кан М.Р. ВАРИАЦИЙ МЕТЕОПАРАМЕТРОВ НА БИОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ НАБЛЮДЕНИЙ НА АЛМАТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ	187

Орунбаев С.Ж. ИССЛЕДОВАНИЕ САЙТ-ЭФФЕКТА НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА КАРАКОЛ И ЕГО АГЛОМЕРАЦИЙ	190
Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д. МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ИССЫК-АТИНСКОГО И ЧОН-КЕМИНСКОГО РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	195
Ошурмамадов А.К., Алидодов Б.А. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ ТАЙРОНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ ГИССАР)	201
Расулжонов М.С., Дононов Ж.У., Алимардонов А.Р., Азимов Б.Г. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПОИСКЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА (НА ПРИМЕРЕ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ)	205
Рахмединов Э. Э. УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОТХОДОВ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА (ХВОСТОХРАНИЛИЩ) И РАЗРАБОТКА КАРТЫ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗА ГЕОТЕХНИЧЕСКИХ РИСКОВ	209
Рычков Б.А., Комарцов Н.М., Кулагина М.А., Резин П.М. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ КОНСТАНТ ДИОРИТА ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ ТРЕХОСНОГО СЖАТИЯ ЦИЛИНДРИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ	213
Рябикина Е.В. НОВЫЕ И БАЗОВЫЕ НОРМЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО ДЕЙСТВУЮЩИМ МЕТЕОСТАНЦИЯМ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ, И ИХ ВЫСОТНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ	217
Саламатина Ю.М., Кузиков С.И. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПЛОЩАДКЕ ALMALY ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ	222
Сексенбаева И.Х., Абдуллаев А.У., Тукешова Г.Е. ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА ХОД ВАРИАЦИИ ПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ТЕРРИТОРИИ Г. АЛМАТЫ	227
Серазетдинова Б.З., Арифлулова И.И., Кузьмина Е.Е. МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЙ ПОДХОД К ПРОБЛЕМЕ ОЦЕНКИ ИНФОРМАТИВНОСТИ ВАРИАЦИЙ АКТИВНОСТИ ЖИВОТНЫХ В СВЯЗИ С КРАТКОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗОМ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КАЗАХСТАНЕ	233
Серазетдинова Б.З., Суровцева Н.В., Бекбаулиева Н.Н. ТЕХНОЛОГИЯ ВЫЯВЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ В ПОВЕДЕНИИ ЖИВОТНЫХ В СВЯЗИ С КРАТКОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	239
Серикбаева Э.Б. АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ АНАЛИЗ ЛИНЕАМЕНТОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	242

Сычева Н.А., Гесь В. П. ОБНОВЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИНЫ СРЕДНЕГОДОВОЙ СКОРОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА	246
Тадеев С.С. РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ДЕФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АЛМАТИНСКОГО ПОЛИГОНА	251
Талгарбаева Д.Н., Исаков Б.А., Елисеева А.В. РАЗРАБОТКА ОСНОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИЙ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ	256
Тойшиев Н.С., Калдыбаев А.А., Нуракынов С.М. РАЗЛИЧНЫЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ МЕЖДУ ВАРИАЦИЯМИ СОЛНЕЧНОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ	257
Тойшиев Н., Кайраткызы Д., Сералиев А. ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНАХ СПРЕДИНГА, СУБДУКЦИИ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ В СВЯЗИ С ВАРИАЦИЯМИ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ	261
Фозилов Дж. Н., Алидодов Б.А., Талбонов Р.М. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ЗОЛОТЫЕ РОССЫПИ	266
Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. ВОЗНИКНОВЕНИЕ МЕСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НАГРУЗКИ ОТ ВЕСА ВОДОХРАНИЛИЩА	271
Хамидов Х.Л., Шукуров З.Ф. ВЫЧИСЛЕНИЕ МОДУЛЕЙ ВЕКТОРОВ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	273
Шакиров А.Э., Усупаев Ш.Э. МОНИТОРИНГ РАЗЛОМОВ И ЛИНАМЕНТОВ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ, ИНДУЦИРУЮЩИХ ГЕОРИСКИ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	276
Шарифов Г.В., Усупаев Ш.Э. ИССЛЕДОВАНИЕ ИГН-НАГРУЗОК ОТ ГЕОРИСКОВ В МЕГАПОЛИСЕ ДУШАНБЕ	282
Шозиёв Ш.П., Смирнов В.Б, Айдаров Ф.А. К ВОПРОСУ О ВЫПОЛНЕНИИ ЗАКОНА БАТА В АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКИСТАНА	288
Эргешов И.М., Хамидов Л.А., Хусомиддинов А.С. ОРГАНИЗАЦИЯ GPS-ПУНКТОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ- ШАНЯ С УЧЕТОМ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ	293

МЕХАНИКА

Аскербеков И.Н., Кибицкая А.С. НАКЛОННЫЙ ЛЕНТОЧНЫЙ КОНВЕЙЕР	298
Васильков Р.Е. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА СОУДАРЕНИЯ ШАРА С ОБЪЕКТОМ, ОБЛАДУЩИМ КОНСТРУКЦИОННОЙ ПОДАТЛИВОСТЬЮ	300
Ню В.В. ГРАНИЦЫ ПРИМЕНИМОСТИ СУЩЕСТВУЮЩЕЙ МОДЕЛИ ВИБРОУДАРНОЙ ОЧИСТКИ ПОВЕРХНОСТЕЙ	304
Халисматов И.Х., Агзамов Ш.К., Исанова Р., Агзамов Ж.Ш., Туробов Б., Ризаев О. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНЫХ КОНСТРУКЦИЙ НАСАДОК ПЕРФОРАТОРОВ	308

МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

Атыханов А.К., Мукатай Н. ОБОСНОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ МИКРОКЛИМАТА ТЕПЛИЦЫ	311
Байзакова Ж.С., Чингенжинова Ж.С. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАВНОМЕРНОСТИ ДВИЖЕНИЯ ХЛЕБНОЙ МАССЫ В НАКЛОННОЙ КАМЕРЕ	314
Бекенев А.И., Ушкемпирова А.С. АНАЛИЗ СРЕДСТВ МЕХАНИЗАЦИИ ДЛЯ ПРИГОТОВЛЕНИЯ ГРАНУЛИРОВАННЫХ КОМБИКОРМОВ	318
Иванова Н. И., Кыянов С. К., Алферова О.А., Алферова Н.А. ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРФОРИРОВАННОГО ВОДОВОДА	321
Исембергенов Н.Т., Сагындикова А.Ж. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЗЕРНОСУШИЛКЕ С ИНДУКЦИОННЫМИ НАГРЕВАТЕЛЯМИ	330
Коваленко В.А., Райымкулов М.А., Воробьев Д.А. МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВРЕДНЫХ ПРИМЕСЕЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ	337
Коваленко В.А., Райымкулов М.А., Воробьев Д.А. РАСЧЕТ СЕЙСМИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ МАССОВЫХ ВЗРЫВОВ НА КАРЬЕРАХ. ПАКЕТ ПРОГРАММ "BLAST WAVE"	338
Тананова А.Д. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НАГРУЗОЧНОЙ ДИАГРАММЫ ЭЛЕКТРОДВИГАТЕЛЯ КОРМОПРИГОТОВИТЕЛЬНОГО АГРЕГАТА ДУ-11	339

Турдыев И.П. СВЕТИЛЬНИК ДЛЯ ОТКРЫТОГО ПРОСТРАНСТВА	342
Хмелева И.В., Коржов М.В., Намазбек У.А. АЛГОРИТМ ФОРМИРОВАНИЯ РЕКОМЕНДАЦИЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА К-СРЕДНИХ	345
Забинякова О.Б. ПОСТРОЕНИЕ УПРОЩЕННОЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПОЧВО-РАСТИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ	347
Айтеков М-П.Б., Бабаев М.Р. ГАММА-АКТИВНОСТЬ НЕФТЕГАЗОВЫХ И АРТЕЗИАНСКИХ СКВАЖИН СЕВЕРНОГО ДАГЕСТАНА	355
Айтеков М-П. Б., Бабаев М. Р., Усупаев Ш. Э. РАДИОНУКЛИДЫ КАК ГЕОРИСКИ В УГЛЕВОДОРОДНОМ СЫРЬЕ ДАГЕСТАНА	359
Ткачѐв М. С. ФОРМИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ В ЗАДАЧЕ ОПТИМИЗАЦИИ УПРАВЛЕНИЯ КЛАССИФИЦИРОВАННЫМ ТРАФИКОМ СЕТИ MPLS-TE DIFFSERV	363

Тираж 100 экз
Формат издания 60x84 1/8. Объем 20 п.л.
Научная станция РАН в Бишкеке