

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ им. Г.А. МАВЛЯНОВА

**ИННОВАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В РЕШЕНИИ АКТУАЛЬНЫХ
ПРОБЛЕМ СЕЙСМОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ И
ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ**

**Материалы международной конференции, посвященной
110-летию академика Г.А. Мавлянова**

(20-21 октября 2020 г.)

ТАШКЕНТ-2020

ББК 26.21

Г 35

УДК 550.34

Инновационные технологии в решении актуальных проблем сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии // Материалы международной научной конференции, посвященной 110-летию академика Г.А.Мавлянова (20-21 октября 2020 г.).

В сборник включены тексты докладов международной научной конференции «Инновационные технологии в решении актуальных проблем сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии» (Ташкент 20-21 октября 2020 г.), посвященной 110-летию академика Г.А.Мавлянова. Передовая статья посвящена жизни и деятельности Гани Арифхановича Мавлянова - видного ученого, академика Академии наук Узбекистана, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки и техники, лауреата Государственной премии имени Абу Райхона Беруни. Широко представлены материалы по оценке сейсмической опасности, проблеме прогнозирования землетрясений, современной геодинамике, инженерной геологии, инженерной сейсмологии, проблеме снижения сейсмического риска, геоэкологии и проблемам природопользования.

Сборник станет полезным для сейсмологов, геофизиков, инженер-геологов, гидрогеологов, специалистов по оценке сейсмического риска, геоэкологии и проблемам природопользования, а также для бакалавров, магистрантов, докторантов геологоразведочных факультетов вузов.

Редакционная коллегия:

Рафиков В.А. (главный редактор),

Исмаилов В.А. (зам главного редактора),

Шукуров З.Ф. (ответственный секретар).

Члены редколлегии:

Абдуллабеков К.Н., Артиков Т.У., Ибрагимов А.Х., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Ибраимова А.А., Исмаилов В.А., Мавлянова Н.Г., Максудов С.Х., Нурматов У.А., Туйчиев А.И., Хамидов Л.А., Хусамиддинов С.С., Юсупов Ш.С.

Утверждено Ученым советом Института сейсмологии АН РУз.

Протокол № 6 от 9 сентября 2020 г.

Рецензенты: Иргашев Ю.И., Атабаев Д.Х.

ISBN 978-9943-5164-1-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике представлены материалы Международной научной конференции «Инновационные технологии в решении актуальных проблем сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии», посвященной 110-летию академика АН Республики Узбекистан Г.А. Мавлянова (20-21 октября 2020 года, Ташкент). Тематика публикаций в сборнике охватывает широкий круг актуальных исследований по оценке сейсмической опасности, современному состоянию проблемы прогноза землетрясений, современной геодинамике, инженерной геологии, инженерной сейсмологии, проблемам снижения сейсмического риска, вопросам геоэкологии и проблемам природопользования.

Сборник состоит из 5 разделов:

В первом разделе представлены материалы по инженерно-геологическим условиям сейсмоактивных зон, сейсмической опасности и ее социальным аспектам, структуре и сейсмичности Тянь-Шаня, сейсмическим воздействиям сильных землетрясений, параметрам напряженного состояния земной коры, сейсмической интенсивности и районированию.

Во втором разделе рассматриваются вопросы по напряженно-деформированному состоянию земной коры, холодной дегазации литосферы, результатам временных изменений радона, среднесрочному прогнозу сильных землетрясений, системам раннего оповещения, динамике подпочвенного радона и молекулярного водорода, сезонным вариациям крипа, обработке, интерпретации параметров подземных вод, гидрогеохимическим предвестникам землетрясений, возникновению сейсмичности и сейсмических колебаний, термодинамическим и реологическим 3-D параметрам, квазипериодичности сейсмического процесса, волноводному механизму, особенностям проявления слабых землетрясений.

В третьем разделе освещены материалы по новейшему орогенезу, напряженно-деформированному состоянию земной коры, кинематике земной коры, динамике сейсмогенных напряжений, сейсмогравитационным процессам, сейсмотектонической модели, механизму очага сильного землетрясения.

В четвертом разделе представлены материалы по просадочным грунтам, оценке засоления грунтов, снижению сейсмического риска, сценариям действий государственной системы при ЧС, инженерно-геодинамической обстановке водохранилищ, динамике и минерализации подземных вод, метаморфизации химического состава грунтовых вод, изучению археологического объекта, сеймопроседания увлажненного лёсса, разрушения плотин водохранилищ и завальных озер, оценке сейсмогенного характера оползней, триггера активизации оползневых процессов, ноосферной инженерной геологии, а также факты наблюдения за гидрогеологическими эффектами, оценке сейсмической безопасности зданий и сооружений.

В пятом разделе приведены материалы по закреплению дисперсных грунтов, сейсмическому зондированию, засолению орошаемых земель, поверхностным водозаборами, формированию природоресурсного права, геоэкологической обстановки и сейсмичности, использованию водных ресурсов, технологии управления УГВ, формированию горных ущелий, формированию стока речных бассейнов.

Все статьи в сборнике представлены в авторской редакции.

Сборник станет полезным для сейсмологов, геофизиков, инженер-геологов, гидрогеологов, специалистов по оценке сейсмического риска, геоэкологии и проблемам природопользования, а также для бакалавров, магистрантов, докторантов геологоразведочных факультетов вузов.



Гани Арифханович Мавлянов
(к 110-летию со дня рождения)
(15.I.1910 – 12.III.1988)

В этом году исполнилось бы 110 лет Гани Арифхановичу Мавлянову - видному ученому, академику Академии наук Узбекистана, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заслуженному деятелю науки и техники, лауреату Государственной премии имени Абу Райхона Беруни.

Гани Арифханович родился 15 января 1910 г. в Ташкенте в семье крестьянина. Он рано лишился отца, и забота о семье, близких легла на его юношеские плечи. В 1927 г. он окончил неполную среднюю школу им. Алишера Навои, занимался земледелием и упорно работал над повышением своего образования, учился на рабочих курсах при Среднеазиатском государственном университете. В 1930 г. поступил на горный факультет Среднеазиатского индустриального института (ныне ТГТУ им. И.А.Каримова). В 1935 г. после учебы работал в Институте «Средазигипроводхлопок» инженером-гидрогеологом. Г.А.Мавлянов за короткое время завоевал репутацию одаренного перспективного специалиста и был направлен в аспирантуру Московского геологоразведочного института. В период учебы в аспирантуре он тесно сотрудничал с известными учеными - В.А.Обручевым, Ф.П.Саваренским, В.А.Приклонским и др. Под их руководством он подготовил и в 1940 г. защитил кандидатскую диссертацию «Просадочные явления в лессовых и лессовидных породах некоторых районов Узбекистана». Эта работа - одна из первых в Средней Азии, посвященная обобщению материалов изучения инженерно-геологических особенностей лессовых пород, раскрывающая физический смысл и причины просадочных явлений и пути борьбы с ними.

В 1940-1941 гг. он работал в Среднеазиатском политехническом институте сначала доцентом, затем деканом горного факультета. Параллельно глубоко занимался проблемами инженерной геологии. Несмотря на наличие брони и острую нехватку кадров, особенно в геологической отрасли, он добровольцем ушел на фронт. В 1941-1945 гг. он воевал на передовых рубежах фронта. Дважды был ранен, контужен, награжден боевыми орденами и медалями. С 1946 г., после демобилизации, работал в Институте геологии Академии наук на должности старшего научного сотрудника. С этого периода полностью раскрываются его научный талант и организаторские способности. Под руководством и при участии Г.А.Мавлянова организуются экспедиции, собравшие богатейший фактический материал по лессовым породам Средней Азии. В 1955 г. Г.А.Мавлянов защитил докторскую диссертацию «Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства» Он доказал, что генезис лессовых и лессовидных пород нельзя объяснить одной гипотезой и надо подходить дифференцированно. По выражению Г.А.Мавлянова горная область является своего рода «основной фабрикой», где подготавливается исходный материал для формирования четвертичных отложений, в т.ч. и лессовых пород».

В 1956-1960 гг., будучи директором Института геологии Академии наук и заведующим отделом «Инженерная геология, гидрогеология», Г.А.Мавлянов много труда вкладывал в развитие геологической науки в республике. В октябре 1956 г. Г.А.Мавлянов избирается членом-корреспондентом, а в январе 1960 г. - академиком Академии наук Узбекистана.

Г.А.Мавлянов – один из организаторов и первый директор Института гидрогеологии и инженерной геологии Академии наук Узбекистана. С 1962 по 1964 г. руководил Отделением, геологических наук Академии наук Узбекистана. Г.А.Мавлянов активно участвовал в правительственных комиссиях, создаваемых для решения наиболее важных народнохозяйственных проблем. За организацию работ и оригинальность идей при решении сложной задачи, связанной с устранением последствий горного завала на р.Зарафшан, в районе кишлака Айни, Г.А.Мавлянов в 1964г. награжден правительственной наградой.

После Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. Г.А.Мавлянов организует рабочую комиссию в составе ведущих специалистов Института гидрогеологии и инженерной геологии для исследования устойчивости различных видов, конструкций зданий и сооружений с учетом инженерно геологических условий участков их расположения. 1 октября 1966 г. в системе Академии наук республики открыт Институт сейсмологии, первым директором которого стал видный ученый-геолог академик Академии наук Узбекистана Г.А. Мавлянов.

Уже в первые годы деятельности Института были выявлены новые, неизвестные ранее прогностические признаки подготовки тектонических землетрясений - прежде всего аномальные изменения химического и газового состава подземных вод в периоды, предшествующие и сопутствующие землетрясениям. Эти исследования широко признаны не только в нашей стране, но и за ее пределами. В 1973 г. группа ученых во главе с Г.А.Мавляновым получила диплом на научное открытие №129 «Изменение химического состава подземных вод в период землетрясения». Это было первое в Средней Азии научное открытие.

Он - главный редактор монографии «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года». В этом капитальном труде обобщены результаты не только сейсмологических исследований, но и материалы по сеймотектонике, инженерной сейсмологии, сейсмостойкому строительству и восстановлению г. Ташкента. В 1968 -1984 гг. под руководством ученого составлены новые карты сейсмического микрорайонирования 26-ти крупных городов и промышленных объектов. В 1971-1978 гг. под руководством и при непосредственном участии Г.А.Мавлянова, составлена новая карта общего сейсмического районирования Узбекистана, явившаяся основой для сейсмостойкого строительства в республике. 27 октября 1981 г. группе ученых под руководством Г.А.Мавлянова присуждена Государственная премия им. Абу Райхона Беруни за цикл работ по созданию научно-методических основ и карт общего сейсмического районирования территорий Узбекистана и сейсмического микрорайонирования ряда городов республики.

В Научном совете АН СССР по инженерной геологии и гидрогеологии Г.А. Мавлянов возглавлял Комиссию сейсмических прогнозов, его лидерство и признанный авторитет играли большую роль и при решении вопросов, связанных с лессовыми породами, сейсмическим микрорайонированием, мелиоративной гидрогеологией и многим другим. Одним из важных этапов научно-организационной деятельности Г.А. Мавлянова стала организация в мае 1974 г. в г. Ташкенте «Первого международного симпозиума по поиску предвестников землетрясений», в котором приняли участие ведущие ученые из многих стран мира. Проведения подобного научного мероприятия было признанием научным сообществом успехов коллектива Института сейсмологии по изучению природы землетрясений и прогнозу их проявления.

Гани Арифханович неоднократно выступал на международных симпозиумах и конференциях в Индии, США, Франции, Дании. Он пропагандировал результаты научных исследований широкому кругу населения. Им опубликованы десятки научно-популярных брошюр и статей по различным отраслям наук о Земле, часто выступал на страницах республиканских газет, журналов, по радио и телевидению. Гани Арифханович - автор более 350 научных работ, в т. ч. 20 монографий. Его монография «Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства» (1958 г.), в которой обобщены результаты исследований лессовой проблемы, является настольной книгой ученых. Результаты его плодотворной деятельности хорошо известны как у нас в республике, так и в странах ближнего и дальнего зарубежья. В 2004 г. в журнале «Engineering Geology» учеными из Великобритании опубликована статья, посвященная фундаментальным достижениям Г.А. Мавлянова в изучении лессовых пород и задачам, которые он определил перед инженерной геологией для будущих исследований. Данная статья еще раз подтверждает международное признание Г.А. Мавлянова, как крупного ученого с мировым именем.

Отмечая большую роль Г.А. Мавлянова в развитии сейсмологии, необходимо особо подчеркнуть его постоянное внимание созданию единой службы сейсмических наблюдений и кооперации родственных институтов в Средней Азии. С его именем связана разработка крупных фундаментальных проблем гидрогеологии, инженерной геологии и геофизики.

Несмотря на большую загруженность научными и научно- организационными работами, он всегда находил время для работы с молодыми специалистами. Будучи профессором, с 1956 по 1988 годы преподавал на Геологоразведочном факультете Ташкентского Политехнического Института. Характерным для него было приглашение на работу в Институт способных молодых специалистов, многие из которых в настоящее время являются ведущими учеными. Он всегда уделял особое внимание подготовке кадров и отправлял молодых специалистов в ведущие учреждения Советского Союза для обучения в аспирантуре и докторантуре. Неценима роль Г.А. Мавлянова как организатора науки и мудрого наставника, воспитавшего плеяду высококвалифицированных научных кадров. Им подготовлено 11 докторов и 70 кандидатов наук, активно работающих в Узбекистане, России, Белоруссии, Казахстане, Кыргызстане, Таджикистане, Туркмении, Украине. Высоко оценены самоотверженный труд и плодотворная деятельность Г.А. Мавлянова в развитии науки и воспитании научных кадров. Он награжден орденами: «Красной Звезды», «Отечественной войны I и II степени», дважды орденом «Трудового Красного Знамени», «Знак Почета» и медалями. В 1970 г. он удостоен звания «Заслуженный деятель науки и техники Узбекистана».

В 1990 г. принято постановление № 269 Совета Министров Узбекской ССР «Об увековечивании памяти академика Академии наук Узбекской ССР Гани Арифхановича Мавлянова» и Институту сейсмологии присвоено имя его создателя и первого директора - академика Г.А. Мавлянова. В 2008 г. группой исследователей Ташкентского музея геологии и минеральных ресурсов во главе с выдающимся ученым Р.Г. Юсуповым открыт новый минерал, обозначающийся формулой Mn_5Si_3 , который назван «мавляновит» (mavlyanovite) в честь Гани Арифхановича Мавлянова, жившего с 1910 по 1988 года и внесшего неопределимый вклад в развитие гидрогеологии, геологии и сейсмологии Узбекистана. Новый минерал был обнаружен в истоках реки Кошмансай на склоне Чакतालского хребта, входящего в состав горной системы Тянь-Шань и получил международное признание. Комиссия по номенклатуре и классификации новых минералов Международной ассоциации минералогов IMA утвердила силицид марганца и предложенное название. Сегодня в мире известно более 5000 минералов и их разновидностей, теперь имя Г.А. Мавлянова увековечено в названии нового минерала.

Талантливый ученый и организатор науки Г.А. Мавлянов, внесший огромный вклад в становление и развитие инженерно-геологической и сейсмологической наук, является одним из крупных ученых современности. Его коллеги, ученики, все, кто знал и ценил Г.А.Мавлянова всегда будут помнить его как выдающегося ученого и замечательного человека. Вся его жизнь - пример беззаветной любви к Родине, служения науке и воспитания молодых геологических кадров.

*Академия наук Республики Узбекистан,
Государственный комитет по геологии и минеральным ресурсам РУз,
Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз,
ГП «Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева» Госкомгеология РУз,
ГП «Институт гидрогеологии и инженерной геологии им. О.К.Ланге» Госкомгеология РУз,
Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека,
Ташкентский государственный технический университет им. И.А.Каримова.
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук*

СЕКЦИЯ 1

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

УДК 624.131.:550.34

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПЛОЩАДКИ МОСТА ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ КАРАБОГАЗГОЛ

Агаева Л.А.

*Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства
Министерства Строительства и архитектуры Туркменистана, Ашхабад, Туркменистан*

Туркменистан, более 50% территории которого подвержено воздействию землетрясений от 7 до 9 баллов и более, расположен в одном из наиболее сейсмоактивных регионов Альпийско-Гималайского геологического пояса Земли. Высокоинтенсивные тектонофизические движения складчатой системы Копетдага и активность сейсмотектонических элементов Каракумской платформы являются основными факторами происхождения и проявления здесь в последние десятилетия сильных и катастрофических землетрясений, таких как: Красноводское 1895 г. (M=8,2; I_o=10 баллов), Гермабское 1929 г. (M=7,2; I_o=9), Казанджикское 1946 г. (M=7,0; I_o=8-9), Ашхабадское 1948г. (M=7,3; I_o=9-10), Кумдагское 1983 г. (M=5,7; I_o=8), Бурунское 1984 г. (M=5,9; I_o=8), Балханское 2000г. (M=7,3; I_o=8-9) и многие др. [1].

Туркменистан расположен в Центральном-Азиатском регионе, который характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением и высокой сейсмичностью. Оценка сейсмической опасности и риска актуальна для всей территории страны, где даже в относительно спокойных в настоящее время в геологическом отношении районах в прошлом происходили и не исключены в будущем землетрясения различной интенсивности [2].

Исследования Западного Туркменистана до 1920 года носили маршрутный характер, результатами которых явились схематические физико-геологические карты. Наибольшее внимание в то время уделялось исследованиям территории залива Карабогазгол.

В 1940 году вышла в свет геологическая карта, составленная для территории Закаспийского региона, где ученым-исследователем В.В.Макринским был обобщён весь накопившийся к тому времени фактический материал.

В период с 1960 г. по 1965 г. Прикаспийской геологической экспедицией УГ ТССР на обширной территории северо-западного Туркменистана проводились гидрогеологические исследования. По результатам проведенных работ, М.Г.Дубининым и М.М.Батыршиным дана характеристика гидрогеологических условий этого региона и построена гидрогеологическая карта М 1:500000.

В период с 1983 г. по 1985 г. Б.Г.Гурбановым, В.П.Фединым и другими исследователями проведены поисковые работы по изучению минеральных ресурсов залива Карабогазгол в условиях изолированного бассейна (из архива ПО «Туркменгеология»).

Территория залива Карабогазгол расположена в зоне внутриматериковых пустынь, которая характеризуется резко континентальным климатом, что является важным фактором, от которого зависит гидрогеологический режим залива. В зимнее время район подвержен влиянию сибирского антициклона и вторжениям арктических холодных воздушных масс.

Площадка строительства моста через пролив Карабогазгол в геоморфологическом отношении - это аккумулятивные карабогазские косы, относящиеся к Новокаспийской прибрежной равнине. Тип рельефа дефляционно-аккумулятивный, осложненный техногенными формами рельефа (дороги, строения и т.д.). Из антропогенных форм присутствуют насыпные дамбы высотой до 1 м. По морфологическим признакам, участок

относится к району, слабонаклоненному в сторону моря, резко осложненного грядами берегового вала. Абсолютные отметки на площадке строительства моста изменяются от 291,8м до 290,44м (от -26,25м до -26,05м).

Средняя скорость течения воды в исследуемой части залива Карабогазгол составляет 0,7м/сек, дно участка относительно ровное, минимальная глубина воды 2,61м; максимальная глубина воды 5,48м. Расход воды в створе через пролив составляет 405,9м³/сек, а площадь водного сечения по створу - 579,86 м².

В геологическом строении площадки моста с поверхности на глубину исследований – до 50 м принимают участие современные, верхне- и среднечетвертичные отложения различных генетических типов. Современные отложения представлены морскими новокаспийскими отложениями, которые наполняют понижения после хвалыно-хазарского рельефа, по берегам пролива они образуют береговые валы, пляжи и представлены, в основном, песками мелкими и средней крупности и ракушкой с песком. Общая мощность отложений на исследуемом участке составляет порядка от 1,5м до 7м.

В береговой зоне пролива в кровле новокаспийских отложений отмечены скопления слаборазложившейся травянистой растительности мощностью до 1м и с прослоями ила до 20см. Верхнечетвертичные морские хвалынские отложения имеют повсеместное распространение и литологически представлены переслаивающейся толщей песчаных, супесчаных, ракушечно-песчаных суглинисто-глинистых грунтов.

Среднечетвертичные морские хазарские отложения имеют повсеместное распространение и литологически представлены, в основном, песчаниками средней прочности на глинистом и известковистом цементе. Четко выраженной границы между морскими верхнечетвертичными хвалынскими и среднечетвертичными хазарскими отложениями не выявлено, общая мощность составляет порядка 7м-14м. Эти отложения подстилаются нижнечетвертичными отложениями, бакинским ярусом, представленными уплотненными глинами зеленовато-серого цвета, горизонтально-слоистые с тонкими прослоями песка и включениями кальцита. Мощность их доходит до 40 и более метров.

Кроме вышеописанных отложений, на участке местами имеются с поверхности искусственные насыпные грунты, представленные песком с корнями камыша и включениями ракушняка, гравия мощностью от 0,6м до 1м.

Рассматриваемая территория входит в состав Туаркыр-Красноводского артезианского бассейна, где распространен единый водоносный горизонт, заключенный в морских новокаспийских и хвалыно-хазарских отложениях. Зеркало его имеет слабый уклон в сторону Каспийского моря. Режим грунтовых вод находится в прямой зависимости от колебания уровня моря, который является их подпором и амплитуда сезонных колебаний уровня моря равна ±3м. Режим грунтовых вод характеризуется как ненарушенный, и грунтовые воды на площадке моста вскрыты на глубине от 0,6м до 1,1м. (январь, 2020г). Минерализация грунтовых вод изменяется от 151,248 г/л до 225,008 г/л, по химическому составу подземные воды хлоридно-натриевые, тип воды по степени минерализации – рассолы. Режимная сеть на территории моста отсутствует.

Инженерно-геологические условия площадки моста определяются комплексом таких факторов, как геологические, геоморфологические, гидрогеологические условия и литологическое строение.

В геологическом отношении исследуемая территория с поверхности представлена современными, верхне- и среднечетвертичными отложениями различных генетических типов. Грунты зоны аэрации ИГЭ-1,2, согласно лабораторным анализам, не обладают просадочными свойствами как при давлении от собственного веса, так и при приложении нагрузки. Грунты, слагающие площадку моста, обладают высокой коррозионной агрессивностью по отношению к стали. Супеси лёгкие (ИГЭ-4) при полном водонасыщении текучие, пески (ИГЭ-1,2,3) - пльвунные.

На основании анализа пространственной изменчивости физико-механических свойств грунтов, их возраста, происхождения, текстурно-структурных особенностей и

номенклатурного вида, выделены согласно TDS 609-2003 и TDS 25100-95 следующие инженерно-геологические элементы (ИГЭ):

ИГЭ	Индекс	Наименование грунта по TDS 609-2003 и TDS 25100-95
	tQ _{IV}	Насыпной грунт (песок с корнями камыша и включениями ракушняка, гравия). Распространен локально, мощностью от 0,6м до 1м.
1	mQ _{IVnk}	Песок пылеватый, средней плотности, неоднородный, водонасыщенный, непросадочный, распространен локально - в зоне капиллярной каймы и ниже уровня грунтовых вод (УГВ), мощностью от 1м до 2,5м.
2	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Песок мелкий, средней плотности, неоднородный, водонасыщенный, непросадочный, распространен в зоне капиллярной каймы и ниже УГВ в виде отдельных слоев мощностью порядка от 1м до 8м.
3	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Песок мелкий, плотный, неоднородный, водонасыщенный, непросадочный, распространен ниже УГВ мощностью от 1м до 2м.
4	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Супесь легкая, пластичная, без примесей органических веществ, непросадочная. Распространена локально ниже УГВ мощностью до 1м.
5	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Суглинок легкий мягкопластичный, непросадочный, распространен локально ниже уровня грунтовых вод мощностью 1м-1,4м.
6	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Глина твердая, с включением кальцита, непросадочная, распространена ниже УГВ мощностью до 40м.
7	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Глина полутвердая, с включением кальцита, непросадочная, распространена локально ниже УГВ мощностью до 2м.
8	mQ _{IIIhv+} mQ _{IIhz}	Песчаник средней прочности на глинистом и известковистом цементе, распространен ниже УГВ мощностью от 1м до 4,5м.

Согласно Национальной карте общего сейсмического районирования территории Туркменистана (НКСРТ-2017), район строительства моста через пролив Карабогазгол находится в зоне с исходной (нормативной) сейсмичностью 7 баллов.

Категория вскрытых водонасыщенных грунтов площадки по сейсмическим свойствам - III, поэтому расчётная сейсмичность на площадке с учетом этого обстоятельства установлена и принята на уровне 8 баллов (СНТ 2.01.08-99*). [3]

Выводы:

1. Исследуемая территория в геоморфологическом отношении - это аккумулятивные карабогазские косы, относящиеся к Новокаспийской прибрежной равнине. Тип рельефа дефляционно-аккумулятивный, осложненный техногенными формами рельефа (дороги, строения, коммуникации, т.д.).

2. В геологическом строении района работ с поверхности на глубину исследований до 50м принимают участие современные, верхне- и среднечетвертичные отложения различных генетических типов. Рассматриваемая территория входит в состав Туаркыр-Красноводского артезианского бассейна. В пределах исследуемой территории распространен единый водоносный горизонт, заключенный в морских новокаспийских и хвалыно-хазарских отложениях. На период бурения (январь 2020г.) грунтовые воды на площадке вскрыты на глубине 0,6 м-1,1м.

3. Из неблагоприятных инженерно-геологических процессов и явлений, на которые было обращено особое внимание при проектировании и строительстве, следующие:

- текучесть супесей (ИГЭ-4) при полном водонасыщении и плавучность песка (ИГЭ-1,2,3);
- высокое положение уровня грунтовых вод; засоленность грунтов, высокая минерализация воды; сульфатная агрессивность грунтовых вод и грунтов; высокая коррозионная агрессивность к стали;
- сейсмичность района установлена и принята к руководству на уровне 8 баллов при исходных (нормативной) 7 баллов (согласно НКСРТ-2017).

Литература

- 1 Агаева Л.А. Major factors, defining seismic hazard of Turkmenistan. Complexity in earthquake dynamics: from nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability. Proceeding of International Workshop. Ташкент. 25.01-26.01.2012. – с. 84-89.
- 2 Агаева Л.А., Эсенов Э.М. Оценка и районирование сейсмической опасности в Туркменистане. Материалы Первой Евразийской конференции «Инновации в минимизации природных и технологических рисков». Баку (май, 2019год). С.61.
- 3 Джурик В.И., Севостьянов В.В., Эсенов Э.М. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. //Методическое руководство по СМР. М.:Наука, 1988. ISBN 5-02-006010-0. 224 с.
- 4 Файнберг Ф.Ф., Ходжаев А., Эсенов Э.М. Об оценке влияния гидрогеологической обстановки на сейсмические свойства грунтов. //Проблемы нефтегазогеологической науки и перспективы развития топливно-энергетического комплекса Туркменистана. Ашхабад, 1996. С.30.

УДК 550.34

ЗАВИСИМОСТИ ЗАТУХАНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ С РАССТОЯНИЕМ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

Оценка интенсивности сейсмических воздействий в баллах макросейсмической шкалы необходима как для исследования исторической сейсмичности сейсмоактивных территорий [1-3 и др.], так и для составления и уточнения разномасштабных карт сейсмического районирования, поскольку действующие строительные нормы большинства стран постсоветского пространства существенно опираются именно на эту характеристику сейсмических воздействий [4, 5 и др.].

К настоящему времени для всей территории Центральной Азии и различных ее регионов предложен ряд уравнений макросейсмического поля, построенных на основе анализа макросейсмических данных о последствиях сильных землетрясений [1, 6-10]. Наиболее распространенными типами зависимостей затухания макросейсмической балльности I с ростом гипоцентрального расстояния R от землетрясения с магнитудой M являются зависимости вида Блейка-Шебалина [2, 11] $I = aM - blgR + c$ и Ковеслигети [12] $I = aM - blgR - dR + c$ в виду их простоты и устойчивости решения обратной задачи по нахождению входящих в них коэффициентов. Эти формулы имеют достаточно простой физический смысл. В первой полагается, что уменьшение балльности с удалением от источника происходит за счет расхождения энергии сейсмических волн, во второй учитывается также эффект поглощения средой части выделившейся сейсмической энергии [13]. Вместе с тем, каждая из этих зависимостей в недостаточной степени учитывает особенности проявления макросейсмических воздействий, вызванных различной глубиной заложения очага землетрясения. В частности, эмпирический факт, состоящий в более быстром затухании интенсивности сейсмических воздействий с удалением от источника для землетрясений с малой глубиной очага, по сравнению с землетрясениями, происходящими на больших глубинах, не находит отражение в формулах типа Блейка-Шебалина и Ковеслигети, в которых коэффициент b , характеризующий уменьшение балльности с расстоянием, является величиной постоянной.

В статье, на основе большого объема макросейсмических данных, наряду с уточнением коэффициентов в уравнениях типа Блейка-Шебалина и Ковеслигети для территории Центральной Азии, обсуждается обобщенная зависимость затухания

макрсейсмической интенсивности с расстоянием с учетом особенностей сейсмических воздействий, обусловленных различной глубиной происходящих землетрясений.

Информационной основой проведенного исследования являлась созданная в Институте сейсмологии АН РУз база макросейсмических данных, включающая схемы изосейст сильных землетрясений Центральной Азии и таблицы «пункты-баллы» изучаемых землетрясений. Электронная версия базы макросейсмических данных начала формироваться с конца 80 - начала 90-х годов прошлого столетия, когда усилиями специалистов из сейсмологических центров республик Средней Азии были унифицированы макросейсмические материалы по каждой территории для построения новой карты сейсмического районирования Среднеазиатской части Советского Союза. Эта карта должна была заменить карту ОСР-78. Имевшаяся база макросейсмических данных по территории Центральной Азии была дополнена схемами изосейст сильных землетрясений, произошедших на территории Узбекистана и в приграничном с ним областях за последние 25 лет. В итоге, общее число землетрясений, для которых имелись сведения о макросейсмическом обследовании, составило 171 событие. На Рис. 1 представлена карта эпицентров сильных землетрясений территории Центральной Азии, по которым имелись макросейсмические данные. Здесь же, на этой карте, приведены основные сейсмогенерирующие зоны исследуемого региона. Электронная версия схемы сейсмогенерирующих зон Центрально-Азиатского региона была создана в рамках международного проекта ЕМСА (модель землетрясений Центральной Азии) [14] на базе единой карты сейсмогенерирующих зон Центральной Азии образца 1995 года [15].

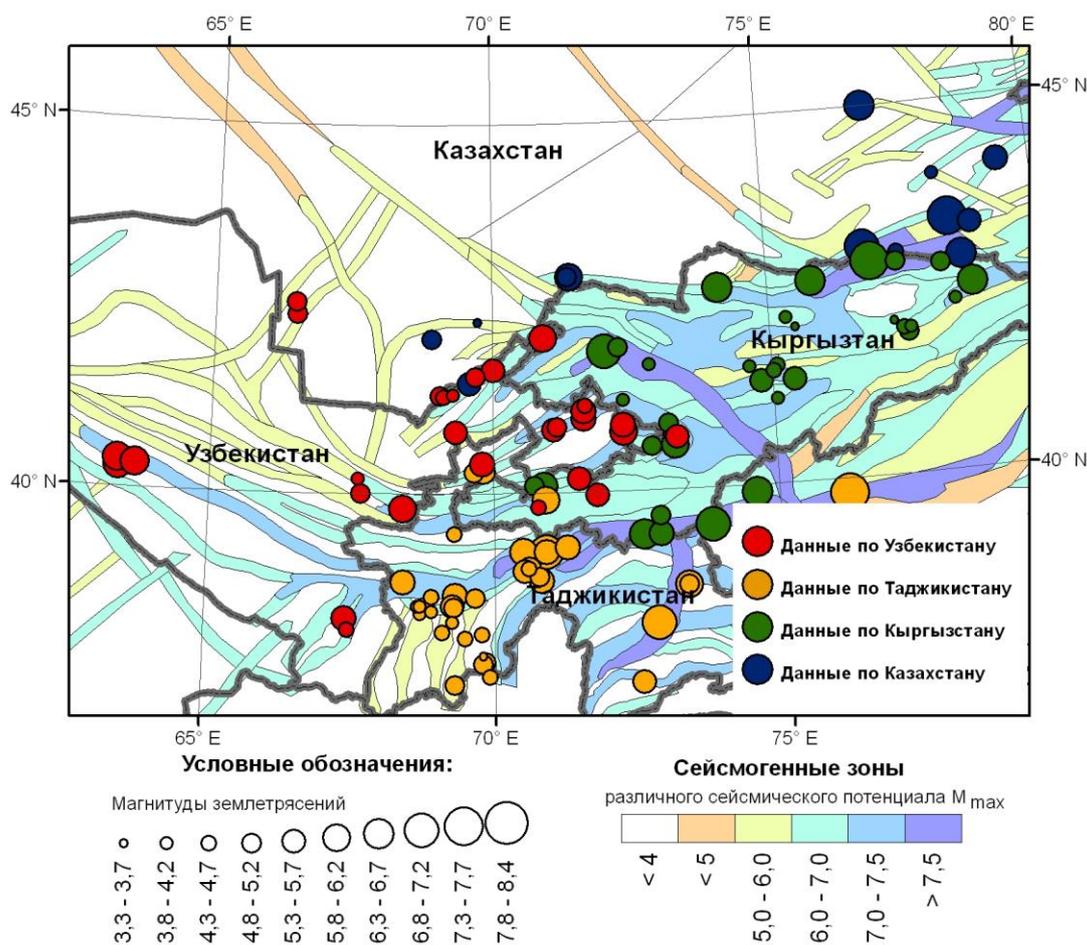


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений территории Центральной Азии, для которых имелись данные по макросейсмическому обследованию

На Рис. 2 приведена сводная карта изосейст сильных землетрясений территории Узбекистана и прилегающих к нему территорий, где показаны изосейсты с балльностью $I \geq 6$ по шкале MSK-64.

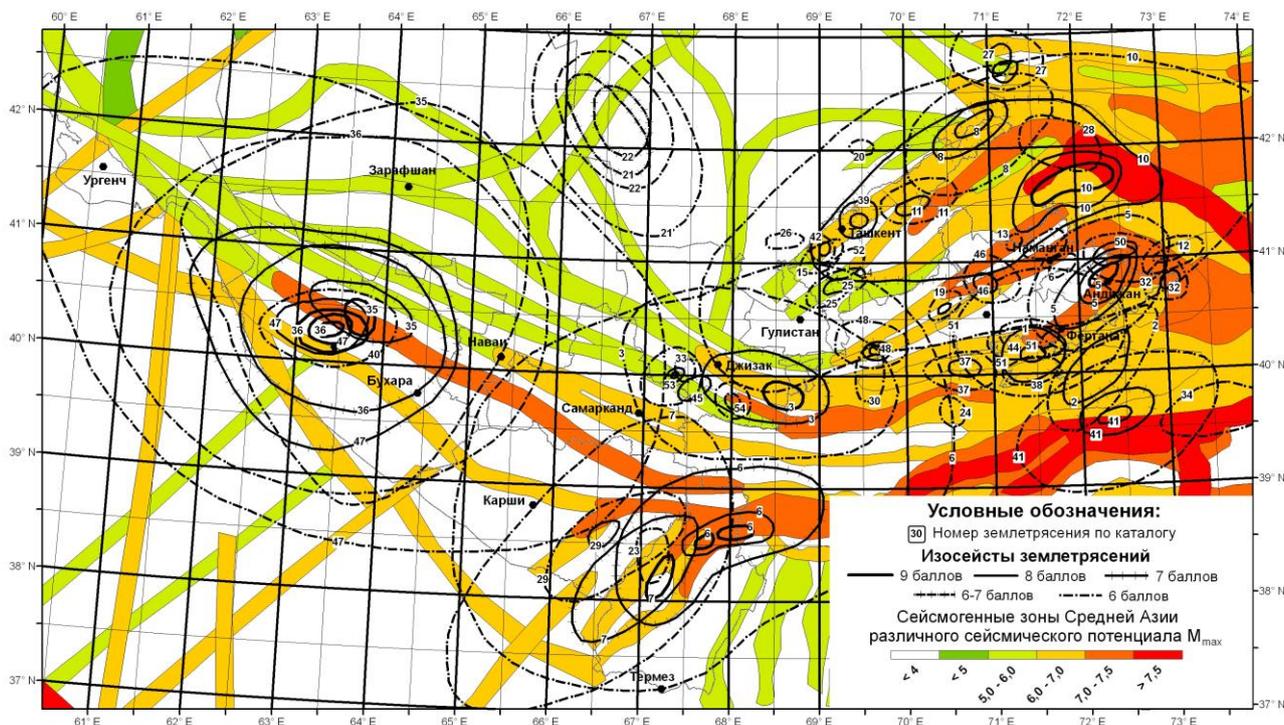


Рис. 2. Сводная схема изосейст сильных землетрясений территории Узбекистана и прилегающих территорий

В качестве основной характеристики для классификации землетрясений по величине в региональном каталоге Узбекистана длительное время использовался энергетический класс землетрясений K , введенный в работах Т.Г. Раутиан [16], который связан с высвобожденной сейсмической энергией зависимостью $K = \lg E$ (дж). Для различных землетрясений, содержащихся в каталоге, кроме энергетического класса землетрясения K использовались различные типы магнитуд M_S , m_b , M_{LH} . Поэтому, в целях гомогенизации каталога, для последующих построений был проведен пересчет исходных энергетических характеристик всех сейсмических событий к единой магнитуде. Поскольку в зависимости затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием Н.В. Шебалина [2, 11], полученной по большому массиву макросейсмических данных из различных регионов земного шара, с которой впоследствии сопоставлялись полученные в данной работе зависимости, рассматривается магнитуда M_S , определяемая по поверхностным волнам, был проведен пересчет каждого землетрясения из каталога к этому типу магнитуды. Уравнения связи между энергетическим классом землетрясения и различными типами магнитуд для исследуемого района приводятся в работе [17]. В данном исследовании использовались следующие уравнения ортогональной регрессии, связывающие энергетический класс землетрясения K и магнитуды M_S , m_b , M_{LH} , заимствованные из работы А.С. Мукамбаева и Н.Н. Михайловой [17]:

$$M_{LH} = 0.47K - 1.15;$$

$$M_{LH} = 1.34m_b - 1.89;$$

$$M_{LH} = 0.9972M_S - 0.0057.$$

Изосейсты отдельного землетрясения, как правило, имеют эллипсовидную форму, что связано с различным характером распространения возмущения вдоль и вкrest тектонических структур. Поэтому для каждого исследуемого землетрясения снимались размеры изосейст различной балльности по большой и малой оси эллипса, аппроксимирующего реальные

изосейсты, а также размеры центрального радиуса. Вместе с тем, для ряда землетрясений (Каратагское 1907 г. $M=7.3$; Чаткальское 1946 г. $M=7.5$ и др.), форма изосейст, в особенности младших, существенно отличалась от эллипсовидной. Для таких изосейст измерялись максимальный и минимальный размеры замкнутой кривой, ограничивающей зоны различной макросейсмической балльности.

Балльность сотрясений в эпицентре землетрясения I_0 . Экспериментальные данные о балльности сотрясений в эпицентре I_0 имелись для 122 сейсмических событий с магнитудами от $M=3.7$ до $M=8.4$. Исследовались различные формы связи между параметрами землетрясения и значением I_0 . Значение балльности в эпицентре рассматривалось в виде функции магнитуды землетрясения $I_0=f(M)$, а также в виде функции магнитуды и глубины очага землетрясения $I_0=f(M, H)$. На рис. 3 приведены экспериментальные значения балльности сотрясений в эпицентре для землетрясений с различной магнитудой. В результате линейной аппроксимации получена следующая зависимость: $I_0=0.92M+2.08$. Значение среднеквадратического отклонения такой аппроксимации составляет $\sigma = 0.62$.

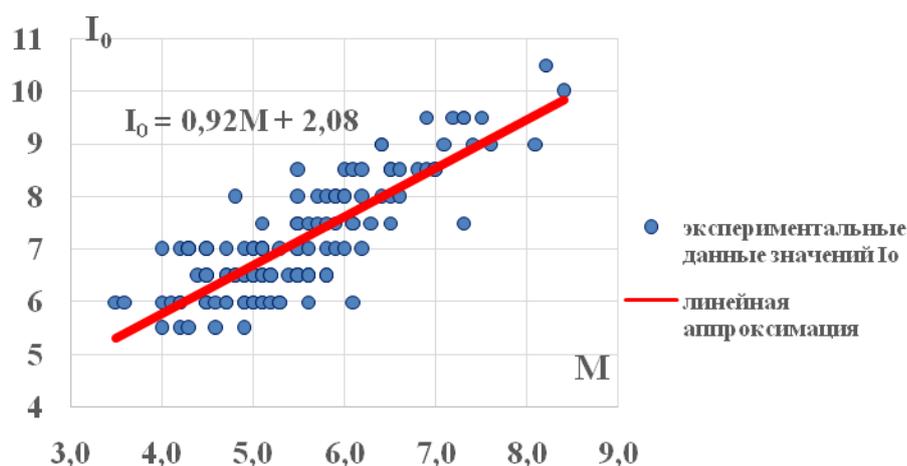


Рис. 3. Зависимость балльности сотрясения в эпицентре землетрясения I_0 от магнитуды землетрясения M

На Рис. 4 приведены зависимости $I_0=f(M)$, построенные по экспериментальным значениям I_0 для различных диапазонов глубин очагов землетрясений H . Видно, что эти прямые практически параллельны. Это показывает, что скорость нарастания значения I_0 с увеличением магнитуды практически не зависит от выбранного диапазона глубин очагов землетрясений.

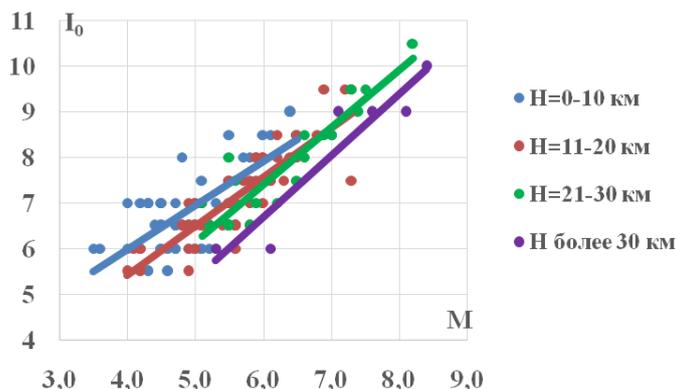


Рис. 4. Зависимость балльности сотрясения в эпицентре землетрясения I_0 от магнитуды землетрясения M для различных глубин очагов землетрясений H

Вместе с тем, уровень этих графиков для различных диапазонов глубин очагов землетрясений разный. С увеличением глубины очага землетрясения уровень графиков понижается. Т.е. для сейсмических событий с одинаковой магнитудой больший макросейсмический эффект в очаговой области наблюдается у землетрясений с меньшей глубиной очага. По всей совокупности экспериментальных данных получена следующая зависимость, связывающая балльность в эпицентре с магнитудой землетрясения и глубиной гипоцентра:

$$I_0 = 1.14M - 1.28 \lg H + 2.28 \quad (\sigma = 0.57)$$

Особенности затухания макросейсмической интенсивности с расстоянием. Зависимости затухания макросейсмической балльности с расстоянием для землетрясений различного энергетического уровня искались в виде уравнений Блейка-Шебалина и Ковеслигети, приведенных выше. Коэффициенты этих зависимостей находились методом наименьших квадратов.

Для всей территории Центральной Азии зависимость типа Блейка-Шебалина для распространения возмущения по среднему радиусу имеет вид:

$$I = 1.32M - 3.01 \lg R + 3.55 \quad (\sigma = 0.7)$$

Зависимость типа Ковеслигети, построенная по той же совокупности экспериментальных данных, дается выражением:

$$I = 1.33M - 2.37 \lg R - 0.00205R + 2.24 \quad (\sigma = 0.73).$$

На Рис. 5 приведены кривые затухания макросейсмической интенсивности с расстоянием для землетрясений Центральной Азии с магнитудами $M=5.5-7.5$ по приведенным выше зависимостям типа Блейка-Шебалина и Ковеслигети. Построения сделаны для глубин очагов землетрясений $H=15$ км и $H=25$ км. Для сравнения на этом же рисунке показан характер затухания кривых по зависимости Н.В.Шебалина [2], построенной по мировым данным: $I = 1.5M - 3.5 \lg R + 3$.

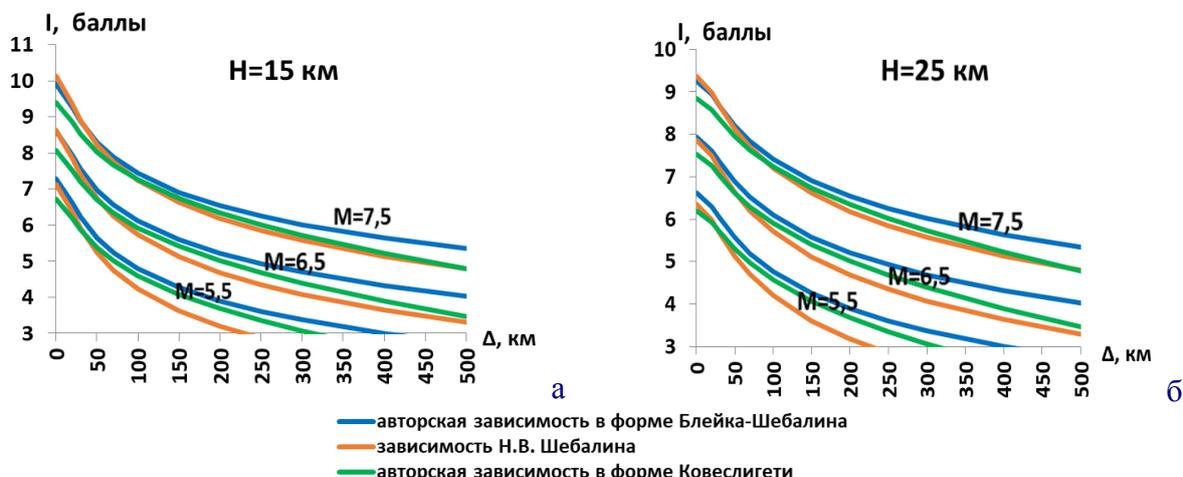


Рис. 5. Сопоставление различных зависимостей затухания макросейсмической балльности с расстоянием для землетрясений Центральной Азии

Как следует из рисунка, для рассматриваемого диапазона магнитуд и глубин очагов землетрясений, зависимость типа Ковеслигети дает наименьшую интенсивность в ближней зоне, а авторская зависимость в форме уравнения Блейка-Шебалина дает наиболее высокие

значения в дальней зоне. Расхождения в значениях макросейсмической интенсивности при различных законах затухания составляют порядка 0.5 балла в ближней зоне и порядка 1 балла вдали от эпицентра землетрясения.

Обобщенная зависимость затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием с учетом глубин происходящих землетрясений. Анализ экспериментальных данных показывает, что коэффициент затухания макросейсмической балльности с расстоянием существенно зависит от глубин очагов происходящих землетрясений. На Рис. 6 (а-е) приведены средние значения длин наблюдаемых изосейст различной макросейсмической балльности от землетрясений каждого магнитудного уровня (от $M=5.0$ до $M=7.5$ с градацией в пол магнитуды) для различных диапазонов глубин очагов землетрясений.

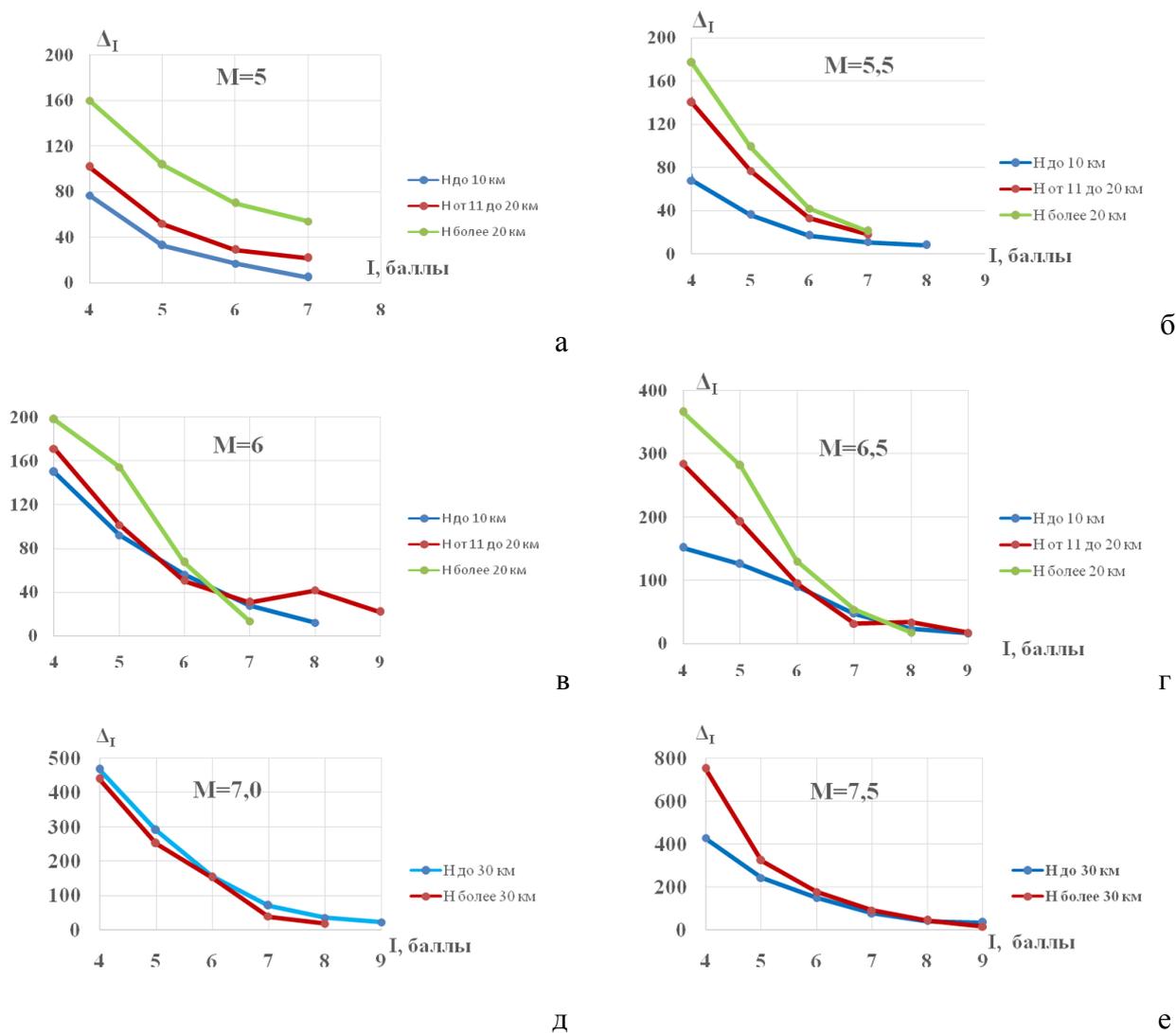


Рис. 6. Средние значения длин наблюдаемых изосейст различной макросейсмической балльности для различных диапазонов глубин землетрясений с магнитудой $M=5.0-7.5$

Практически во всем магнитудном диапазоне (кроме $M=7.0$, где статистика событий не очень большая) длины младших изосейст ($I=4-6$ баллов) для землетрясений с большей глубиной очага имеют большую протяженность, чем для землетрясений, очаг которых располагался ближе к дневной поверхности. Это означает, что затухание макросейсмической балльности с расстоянием у землетрясений с малой глубиной очага более быстрое, чем у глубоких землетрясений. Зависимости затухания макросейсмической интенсивности с

расстоянием типа Блейка-Шебалина и Ковеслигети данное обстоятельство не учитывают, поскольку входящий в них коэффициент затухания b является величиной постоянной.

Связь между значением балльности в эпицентре и на различных гипоцентральных расстояниях R от него рассматривалась в следующем виде:

$$\frac{I - I_0}{\lg R - \lg H} = -(dM - e \lg H + f), \text{ где } I_0 = aM - b \lg H + c, R = (\Delta^2 + H^2)^{1/2}$$

С левой стороны данного равенства стоит отношение приращения балльности к приращению гипоцентрального расстояния, с правой – коэффициент затухания. То есть предполагалось, что коэффициент затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием зависит от магнитуды происходящего землетрясения M и от его глубины H .

Коэффициенты зависимости определялись методом наименьших квадратов по макросейсмическим данным Центрально-Азиатского региона. В результате решения системы 6-ти линейных уравнений с 6-ю неизвестными, получена следующая зависимость затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием по центральному радиусу:

$$I = 1.475M - 2.646 \lg H + 1.905 - 0.498M \lg(R/H) + 1.159 \lg H \lg(R/H) - 1.401 \lg(R/H)$$

Величина среднеквадратического отклонения в полученной зависимости составляет значение $\sigma = 0.565$.

На Рис. 7 показаны построенные по приведенной выше зависимости графики затухания макросейсмической балльности с расстоянием для землетрясений с магнитудами $M=5.5$, $M=6.5$ и $M=7.5$, происходящими на различных глубинах, и аналогичные графики, полученные по зависимости Н.В.Шебалина.

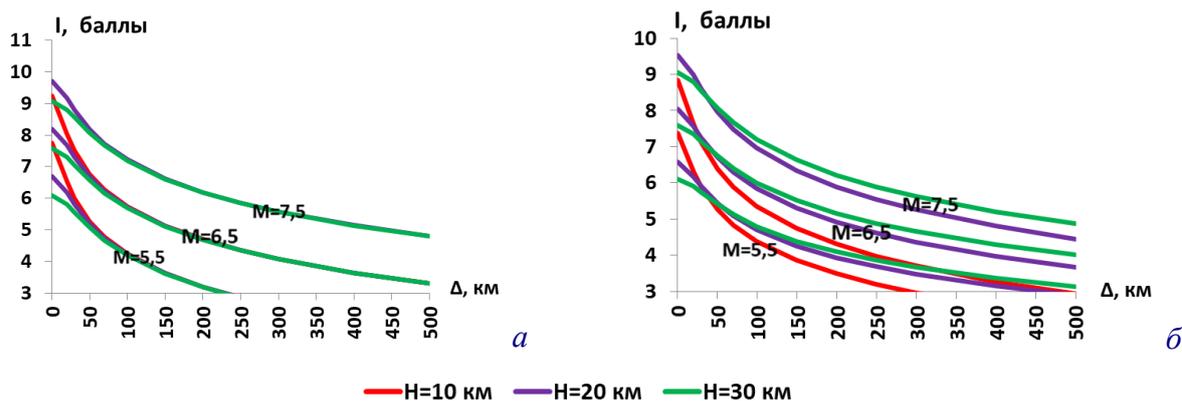


Рис. 7. Сопоставление характера затухания макросейсмической балльности с расстоянием по различным зависимостям

а) по зависимости Н.В.Шебалина; б) по авторской зависимости, с учетом зависимости коэффициента затухания от глубины очага

Из приведенных рисунков видно, что как по авторской зависимости затухания, так и по зависимости Н.В.Шебалина, построенной по мировым данным, больший макросейсмический эффект в ближней зоне отмечается для землетрясений с малой глубиной очага, по сравнению с землетрясениями, происходящими на больших глубинах. Однако, с удалением от источника характер затухания интенсивности сейсмических воздействий для сравниваемых зависимостей различен. В зависимости Н.В. Шебалина затухание макросейсмической балльности с расстоянием одинаково для землетрясений с различной глубиной очага. По авторской зависимости уменьшение сейсмического эффекта с

расстоянием для землетрясений с малой глубиной очага землетрясения происходит быстрее, чем у землетрясений с большей глубиной, что лучше согласуется с реальными эмпирическими фактами.

Работа выполнена в рамках Государственного гранта прикладных исследований ПЗ-20170918111 Министерства инновационного развития Республики Узбекистан и Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

- 1 Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года. М.: Наука, 1977. 536 с.
- 2 Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–111.
- 3 Татевосян Р.Э. Макросейсмические исследования. М.: Наука и образование, 2013. 384 с.
- 4 Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акактова К.Н., Аптикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пустовитенко Б.Г., Стром А.Л. Пояснительная записка к комплексу карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2016 // Инженерные изыскания. 2016. №7. С. 49-122.
- 5 Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Методология построения нового комплекса карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 // Геориск. 2018. №2. С. 6-24.
- 6 Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмическая опасность территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 2012. 254 с.
- 7 Сейдузова С.С. Математическое моделирование поля макросейсмической интенсивности. // Сейсмичность территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1990. С.154-183.
- 8 Садыков А. Сейсмический режим территории Казахстана. Алматы: Издательство Гылым, 2004. 270 с.
- 9 Джанузакوف К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И. Киргизия // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 183-193.
- 10 Мирзоев К.М., Джураев Р.У. Основные закономерности затухания балльности землетрясений на территории Таджикистана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1983. Душанбе: Издательство Дониш, 1985. С.99-128.
- 11 Shebalin N.V., 1972. Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes. *Phys Earth Planet Inter* 6 (4), 316–323. doi:10.1016/0031-9201(72)90016-7.
- 12 Kovesligethy R., 1907. Seismischer Starkegrad und Intehsitat der Beben. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. Bd. 8, 22-29.
- 13 Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М: Наука, 1985. 408 с.
- 14 Danciu L., Giardini D., 2015. Global Seismic Hazard Assessment Program – GSHAP legacy. *Annals of geophysics*. Special Issue_58_1_2015. S0109, doi:10.4401/ag-6734.
- 15 Чедия О.К., Джанузакوف К.Д., Абдрахматов К.Е., Ибрагимов Р.Н., Садыков Ю.С., Тимуш А.В., Нурмагамбетов А.Н., Турдукулов А.Т., Негматуллаев С.Х., Ищук А.Р. Карта сейсмогенерирующих зон Центральной Азии. Масштаб 1:2500000, 1995.
- 16 Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. № 176. С. 75–114.
- 17 Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. Решение проблемы неоднородности магнитуд в работах по сейсмическому зондированию территории Республики Казахстан // Вестник НЯЦ РК. 2014. Вып. 4. С. 86-92.

ПАРАМЕТРЫ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА ПО ДАННЫМ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Артиков Т.У.¹, Ибрагимова Т.Л.¹, Ибрагимов Р.С.¹,
Мирзаев М.А.¹, Ребецкий Ю.Л.²

¹ Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Решение ряда важных задач прикладной сейсмологии, связанных с прогнозированием землетрясений и с оценкой сейсмической опасности сейсмоактивных регионов, в значительной степени опирается на результаты исследований современного напряженно-деформированного состояния структур земной коры, обусловленного происходящими геодинамическими процессами. Значительную информацию о напряжениях, снимаемых в момент землетрясения и кинематике разрывов, несут построения механизмов очагов землетрясений. К настоящему времени разработаны различные методы реконструкции напряженно-деформированного состояния земной коры, основанные на интерпретации совокупности механизмов очагов землетрясений, попадающих в элементарные объемы земной коры [1-4 и др.].

Несмотря на широкий спектр задач, решаемых с привлечением механизмов очагов землетрясений, во многих странах постсоветского пространства массовые определения механизмов, к сожалению, длительное время не проводились. Поэтому накопленные ранее в различных источниках данные по определениям фокальных механизмов очагов землетрясений весьма ценны.

При формировании базы данных механизмов очагов землетрясений территории Узбекистана, наряду с построениями, опубликованными в сборниках «Землетрясения Средней Азии и Казахстана» [5], использовались следующие источники:

- определения механизмов очагов сильных (с $M \geq 5.0$) землетрясений, произошедших на территории Узбекистана и прилегающих к нему территориях в период с 1946 по 1985 гг., проведенные Е.М. Безродным и изложенные в его монографии [6];

- выборка по территории Узбекистана из каталога механизмов очагов землетрясений Центральной Азии с энергетическим классом $K \geq 10$ ($M \geq 3.5$) за период с 1970 по 2005 годы (авторы каталога Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко), предоставленная заместителем директора по научной работе Института геофизических исследований МЭ РК Н.Н. Михайловой;

- выборка механизмов очагов землетрясений с магнитудой $M \geq 3.0$ по территории, ограниченной координатами $37^{\circ} - 43^{\circ}$ с. ш., $63^{\circ} - 74^{\circ}$ в. д., за период с 1946 по 1992 гг. из каталога Института Физики Земли (ИФЗ) РАН. Для ряда землетрясений в данном каталоге приведено несколько решений, полученных разными авторами;

- Гарвардский каталог механизмов очагов сильных (с $M \geq 5.0$) землетрясений СМТ [7] с 1976 года по настоящее время.

В результате унификации исходных данных, анализа различных решений для одних и тех же сейсмических событий и, выбора среди них единственного наиболее вероятного, был сформирован единый каталог механизмов очагов землетрясений территории Узбекистана, включающий 1157 сейсмических событий [8]. Карта эпицентров землетрясений, вошедших в сводный каталог, с изображением механизмов очагов этих землетрясений показана на Рис. 1. Здесь же приведены активные разломы по [9] и гистограммы распределения землетрясений сборного каталога МОЗ территории Узбекистана по магнитуде и глубине.

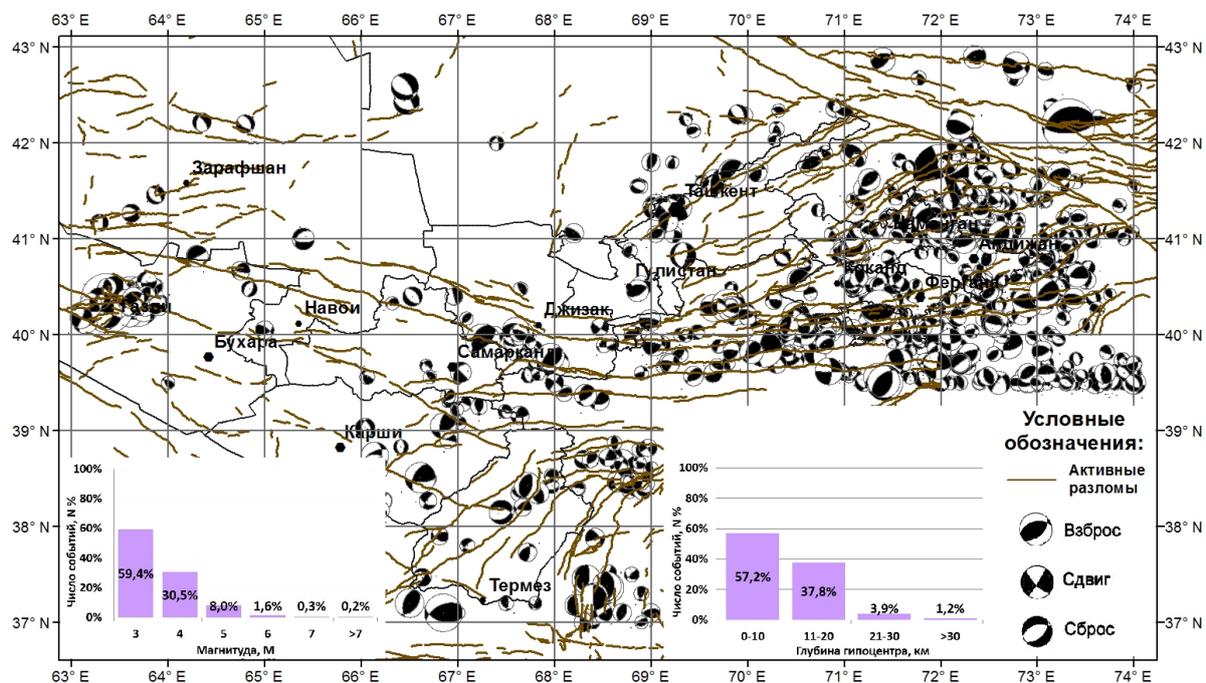


Рис. 1. Карта механизмов очагов землетрясений, вошедших в сводный каталог механизмов очагов землетрясений территории Узбекистана, и гистограммы распределения событий каталога по магнитуде и глубине

Роза диаграммы распределения в пространстве азимутов и углов погружения осей, снимаемых в момент землетрясения напряжений растяжения и сжатия для всего исследуемого района в целом и для отдельных областей, приведены на Рис. 2.

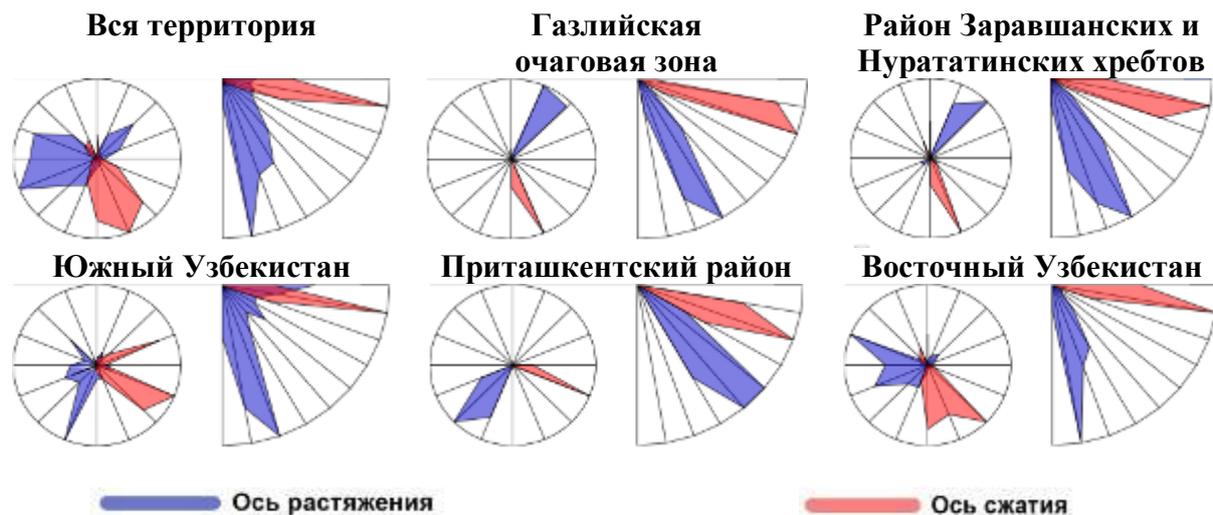


Рис. 2. Роза диаграммы представительности азимутов и углов погружения осей сжатия (P) и растяжения (T) в очагах землетрясений территории Узбекистана

Как это видно из рисунка, для всей территории Узбекистана в целом преобладают близ меридиональное направление оси сжатия и близ широтное оси растяжения. Азимут оси растяжения имеет несколько больший разброс, чем оси сжатия. Анализ углов погружения осей сжатия и растяжения свидетельствует о том, что для большинства сейсмических событий первая из них субгоризонтальна, а вторая – субвертикальна. Таким образом, характер распределения в пространстве осей сжатия и растяжения в очагах слабых и умеренных землетрясений для всей исследуемой территории, хорошо согласуется с этими

же характеристиками, определенными ранее [6] по механизмам очагов сильных землетрясений. Вместе с тем, распределение этих же параметров для отдельных районов показывает их существенную вариабельность.

На Рис. 3 показано площадное распределение землетрясений сводного каталога механизмов очагов землетрясений по шести кинематическим типам разрыва в очаге в соответствии с классификацией, предложенной в [10]. На исследуемой территории встречаются все типы механизмов очагов, но преобладающими являются взбросы и взбрососдвиги. Этим типам механизмов очагов отвечает близ горизонтальное положение оси сжатия P и близ вертикальное положение оси растяжения T . Значительная часть сбросов и сбросо-сдвигов в восточной части территории происходила в пределах узкой Алайской долины, расположенной между Южно-Ферганским и Южно-Тянь-Шаньским разломами, в центральной части Таласо-Ферганского разлома и в пределах Ферганской межгорной впадины.

На платформенной части исследуемой территории сбросы отмечаются на северо-западе в пределах Сырдарьинской впадины, где в 1968 году произошел высокомагнитудный рой Кызылкумских землетрясений. Значительное число сбросов и сбросо-сдвигов можно увидеть и в Газлийской очаговой зоне. Этому типу механизмов отвечает субгоризонтальное положение оси растяжения T и субвертикальное положение оси сжатия P . Землетрясения сдвигового типа, для которых характерно субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения, встречаются весьма редко. То же самое относится к механизмам типа взреза (поддвига).

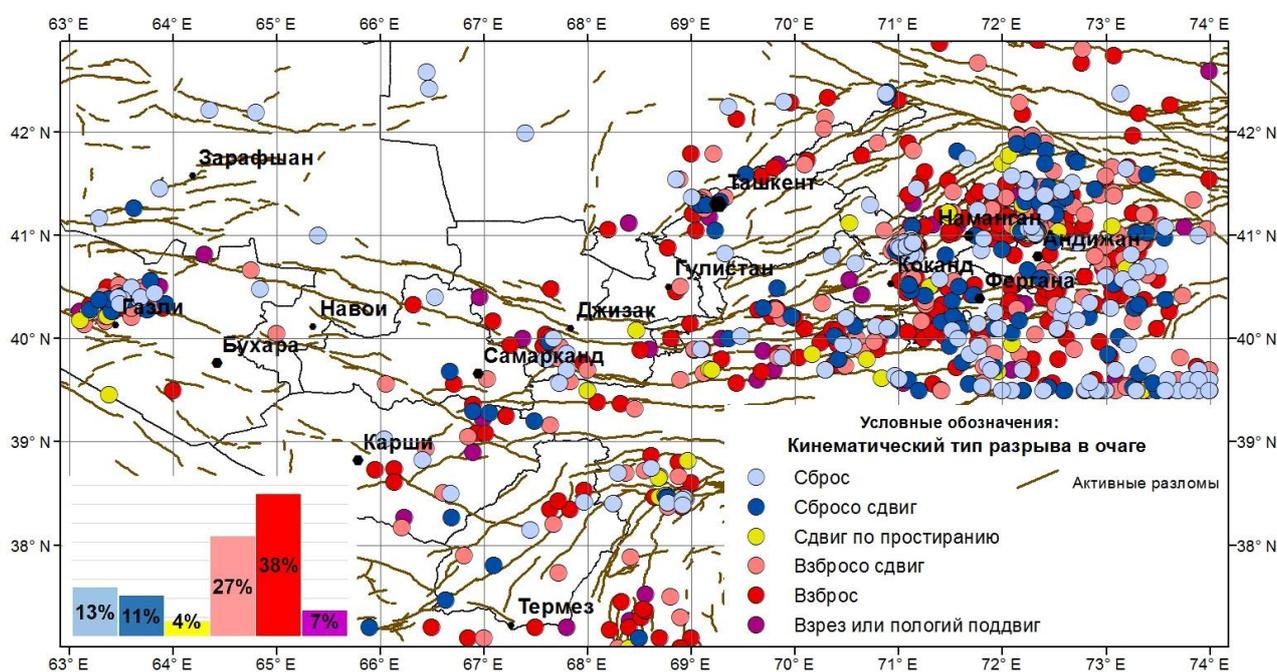


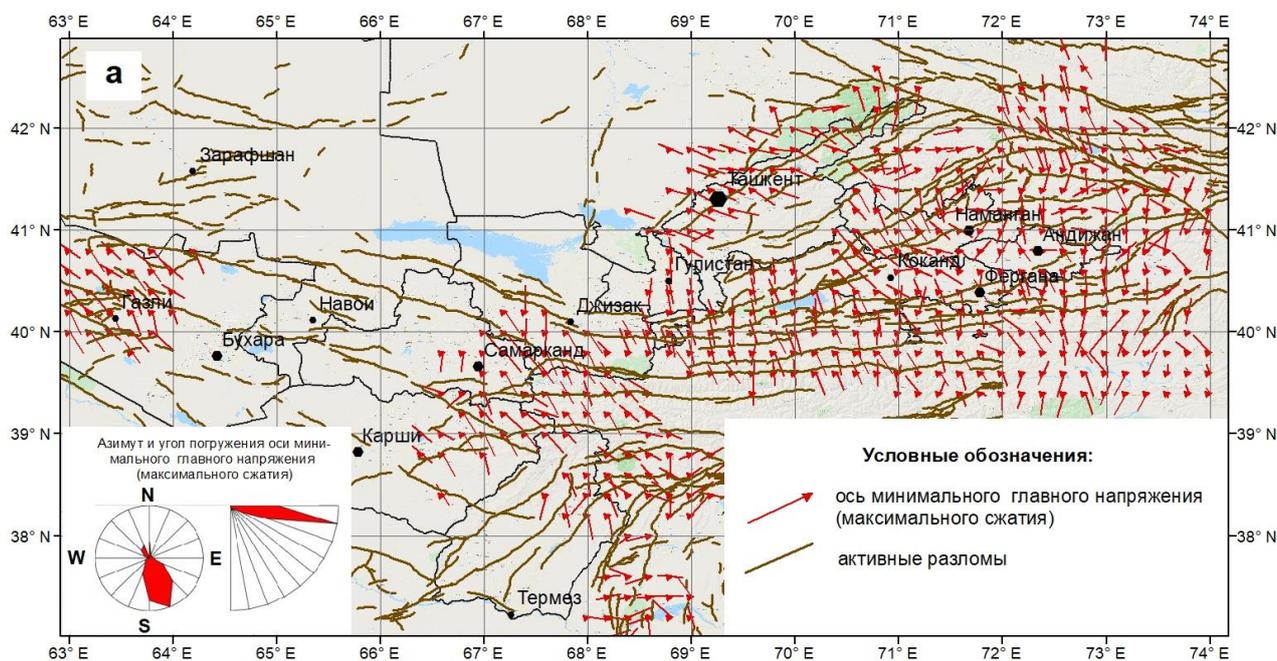
Рис. 3. Распределение по площади землетрясений с различным кинематическим типом разрыва в очаге по [10]

Реконструкция природных напряжений по данным механизмов очагов землетрясений выполнялась с помощью алгоритмов МКА, разработанного в лаборатории «Фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики» ИФЗ РАН [10]. Расчет параметров, характеризующих напряженное состояние массивов горных пород, проводился по сетке $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ с минимальным размером однородной выборки, состоящей из пяти определений механизмов очагов землетрясений в каждом домене. При этом радиус круговой области, в пределах которой осуществлялся отбор необходимого числа событий для формирования однородных выборок в каждой расчетной точке, варьировался от 15 до 60

километров. Проведенная на данном уровне детальности реконструкция позволила получить параметры напряженного состояния практически всей сейсмоактивной части территории Узбекистана. Приступая к описанию полученных результатов, следует отметить, что в алгоритме МКА используется правило знаков напряжений, принятое в классической механике, т.е. считается, что сжимающие напряжения отрицательны, а растягивающие положительные. В силу этого, главные напряжения σ_1 являются минимальными сжимающими, а σ_3 – максимальными сжимающими.

Параметры эллипсоида напряжений. На Рис. 4 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей главных сжимающих (σ_3) и растягивающих (σ_1) напряжений в каждом домене в результате проведенной реконструкции. Как это следует из рисунка, угол погружения оси минимального сжатия σ_1 сильно варьирует для различных участков исследуемой территории, меняясь от вертикального погружения на территории Южного Узбекистана и на отдельных участках Беспанского и Южно-Ферганского разломов до практически горизонтального погружения на территории Алайской долины за одноименным хребтом.

Вариации угла погружения оси главного напряжения сжатия σ_3 существенно меньше. Для большей части территории он близгоризонтален. В большинстве случаев простираение оси максимального сжатия практически перпендикулярно направлению структур. Эта особенность нарушается для юго-восточной части Таласо-Ферганского разлома, где направления оси σ_3 и разлома практически совпадают. На территории Туранской платформы (Западный Узбекистан) и в пределах переходной зоны от орогена к платформе (Приташкентский район) преимущественным направлением оси максимального сжатия σ_3 является юго-восточное, в орогенической части исследуемой территории (Восточный Узбекистан) – близмеридиональное.



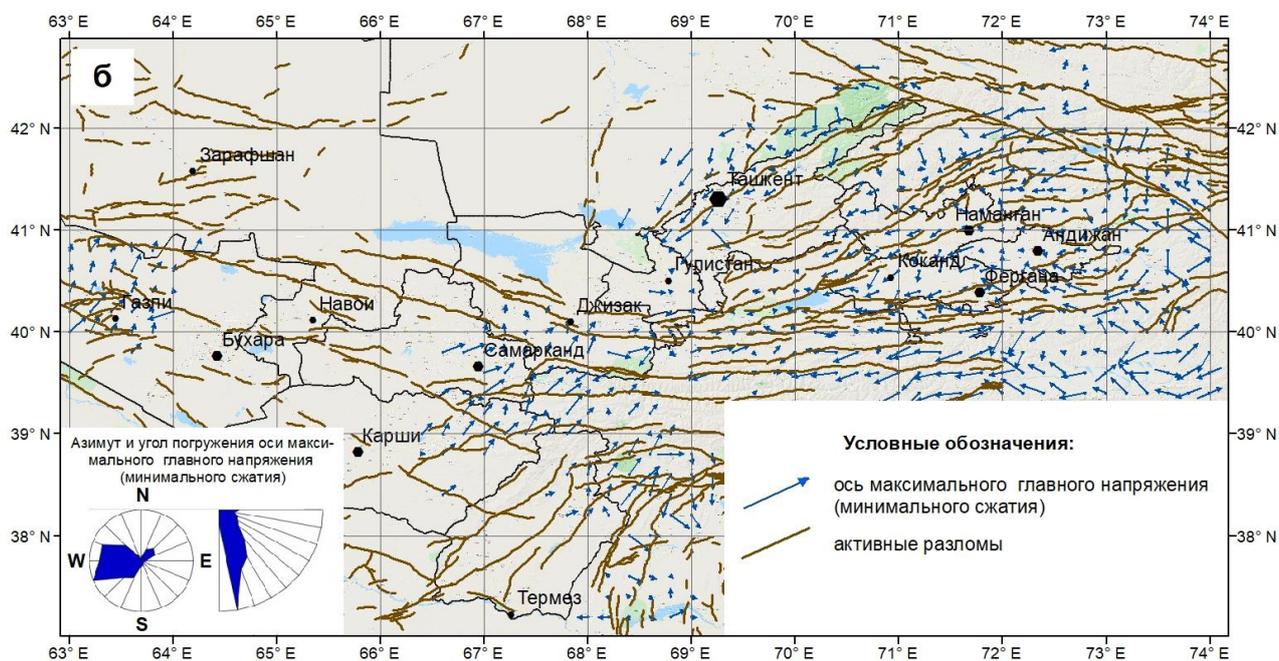


Рис. 4. Проекция на горизонтальную плоскость осей главных напряжений:
a – главного минимального напряжения (максимального сжатия) σ_3 ; *b* - главного максимального напряжения (минимального сжатия) σ_1

Анализ площадного распределения коэффициента Лоде – Надаи (рис. 5) свидетельствует о том, что преобладающее число доменов характеризуется состоянием близким к чистому сдвигу ($-0.2 < \mu_\sigma < 0.2$). Домены с напряженным состоянием, близким к одноосному сжатию ($\mu_\sigma \geq 0.6$) и одноосному растяжению ($\mu_\sigma \leq -0.6$), расположены достаточно мозаично по исследуемой территории.

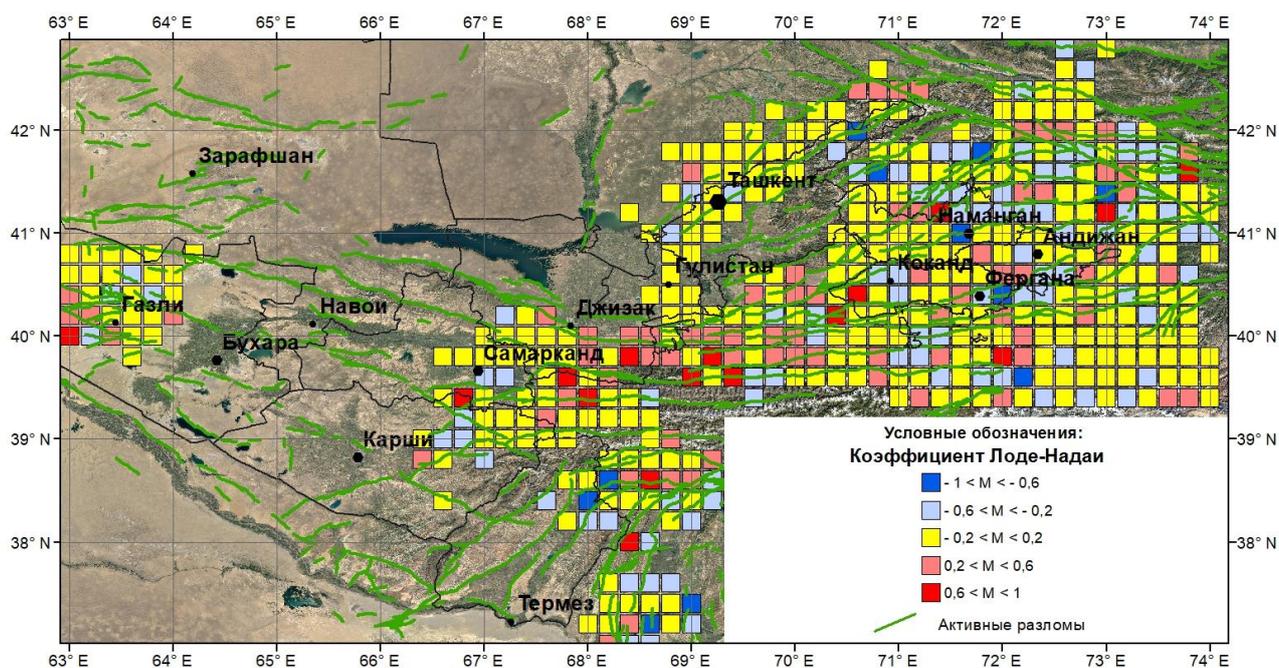


Рис. 5. Площадное распределение коэффициента Лоде – Надаи

Преобладающим геодинамического типом напряженного состояния исследуемой территории является режим горизонтального сжатия (рис. 6). Области, характеризующиеся режимом горизонтального сдвига, расположены в центральной части Таласо-Ферганской

сейсмоактивной зоны и на территории Южного Узбекистана в северной части Бабатаг-Кейкитауской сейсмогенной зоны. В этих областях ось минимального сжатия σ_1 имеет близ широтное направление, а максимального сжатия σ_3 - близ меридиональное. Обе оси главного напряжения характеризуются пологим погружением. Наибольшее число доменов, находящихся в режиме горизонтального растяжения, расположены за Туркестанским хребтом и в пределах Алайской долины. В этих областях ось минимального сжатия σ_1 близ горизонтальна и ориентирована в направлении простираения Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны, а ось максимального сжатия σ_3 имеет направление вкост структур и близ вертикальна.

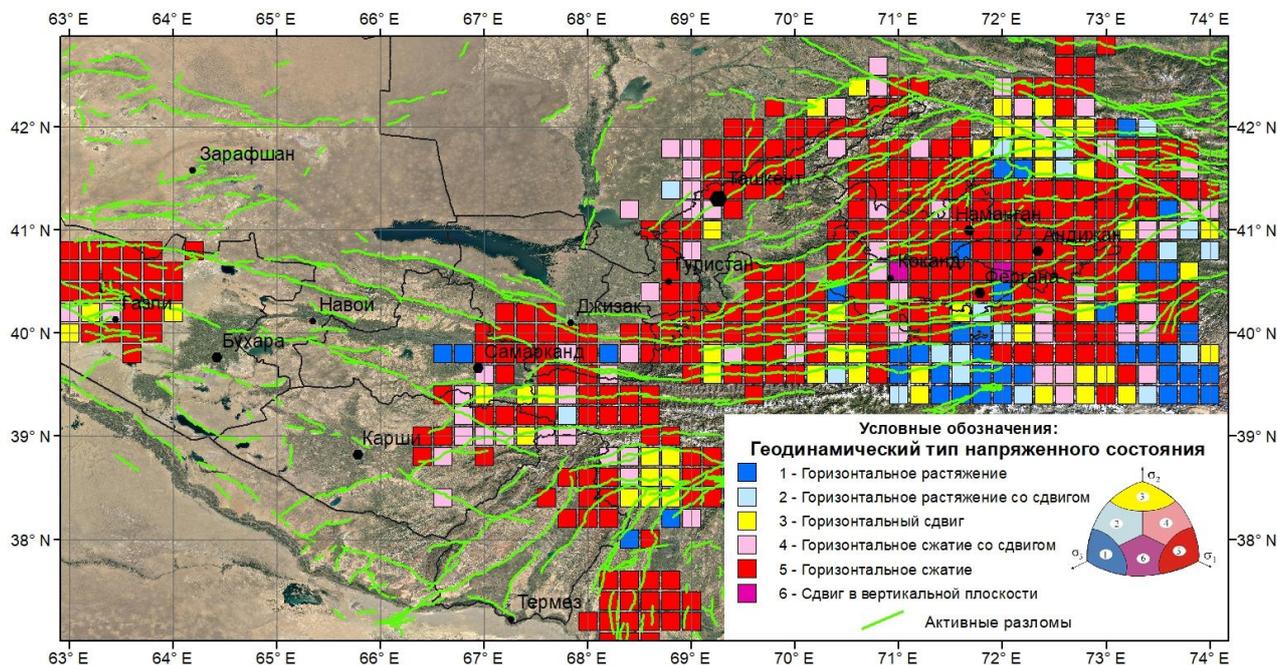


Рис. 6. Районирование территории по геодинамическим типам напряженного состояния

Перспективной задачей дальнейших исследований в данном направлении является получение послойной картины напряженного состояния земной коры исследуемой территории в результате реконструкций, проводимых с более высоким уровнем площадной детальности и с охватом различных иерархических уровней рассматриваемых землетрясений.

Работа выполнена в рамках Государственного гранта фундаментальных исследований ФА-Ф8-007 Министерства инновационного развития Республики Узбекистан и Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

- 1 Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Изд. АН СССР, 1985. 408 с.
- 2 Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.
- 3 Гущенко О.И. Сеймотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399-402.
- 4 Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады АН, 2007. Т. 416. № 5. С. 106—109.
- 5 Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш. 1979-1988 гг.

- 6 Безродный Е.М., Туйчиев Х.А. Механизмы очагов сильных землетрясений Узбекистана. Ташкент: Фан. 1987. 144 с.
- 7 Eksrom G., Nettles M. Global CMT web page; <http://www.globalcmt.org/> (accessed April 17, 2014).
- 8 Ребецкий Ю.Л., Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А. Напряженное состояние сейсмоактивных областей Узбекистана // Вопросы инженерной сейсмологии, 2020. Т. 47. № 3. С. 28–52. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.3-2>
- 9 Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314).
- 10 Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии, Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101-104.

УДК 550.343.4

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ И ЕЁ СОЦИАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ И СИБИРСКИЙ ОКРУГА)

Данилова Т.И.¹, Перетокин С.А.², Медведева Н.С.¹, Акатова К.Н.¹

¹ ИФЗ РАН, г. Москва, Россия

² СКТБ «Наука» ИВТ СО РАН, г. Красноярск, Россия

Сейсмическое районирование является первым и самым важным звеном в оценке сейсмической опасности и сейсмического риска. Начиная с 2008 г., большим коллективом ученых и специалистов из многих регионов была выполнена огромная работа по созданию комплекта карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации, комплект карт ОСР-2012 [1,2], а затем и ОСР-2016 [3], предназначенных для замены действующих уже более 15 лет нормативных карт ОСР-97 [4,5]. Как на предшествующих картах, на картах ОСР-2016, отображена интенсивность максимальных расчетных сейсмических воздействий при вероятности их превышения, соответственно, 10%, 5% и 1% за 50 лет.

После создания комплекта карт ОСР-2016 (А, В, С) было обращено наше внимание на социальные аспекты наиболее опасных районов. В связи с этим, для федеральных округов с высокой степенью сейсмической активности (Сибирского и Дальневосточного), выполнен сравнительный анализ количества населения со значениями сейсмических сотрясений по комплекту карт ОСР-2016.

Таб. 1. Значение площадей разной балльности по картам ОСР-2016А, В, С и численности населения. Сибирский федеральный округ

Балл	7	8	9	>9
Площади зон разной балльности (тыс. кв. км)				
ОСР-2016А	814.5	578.3	106.2	-
ОСР-2016В	680.8	728.3	330.8	-
ОСР-2016С	496.8	696.6	680.8	235.5
Население в зонах разной балльности (тыс. чел.)				
ОСР-2016А	4789.2	1922.8	119.7	-
ОСР-2016В	4291.3	4281.5	210.2	-
ОСР-2016С	3160.0	5431.6	2664.6	188.5

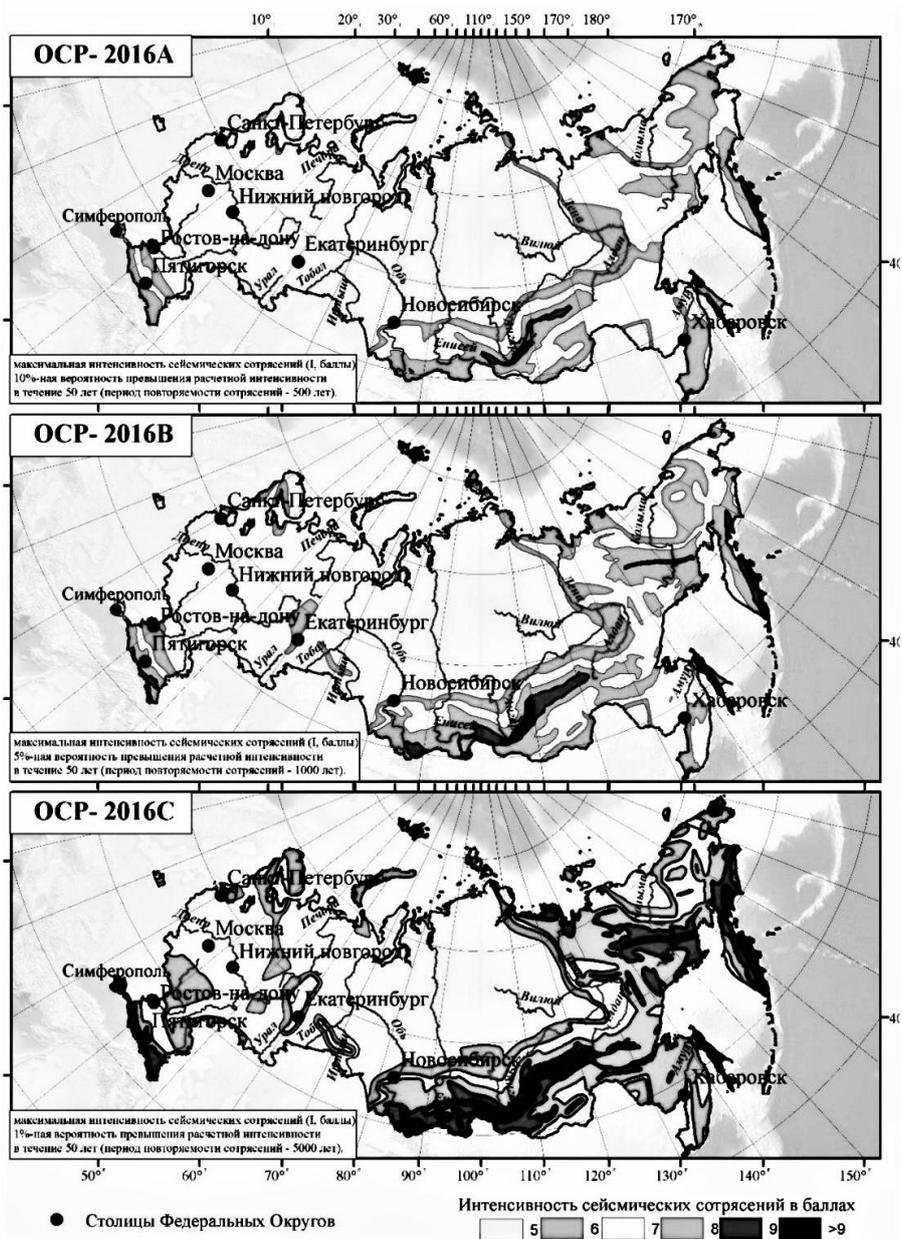


Рис. 1. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2016

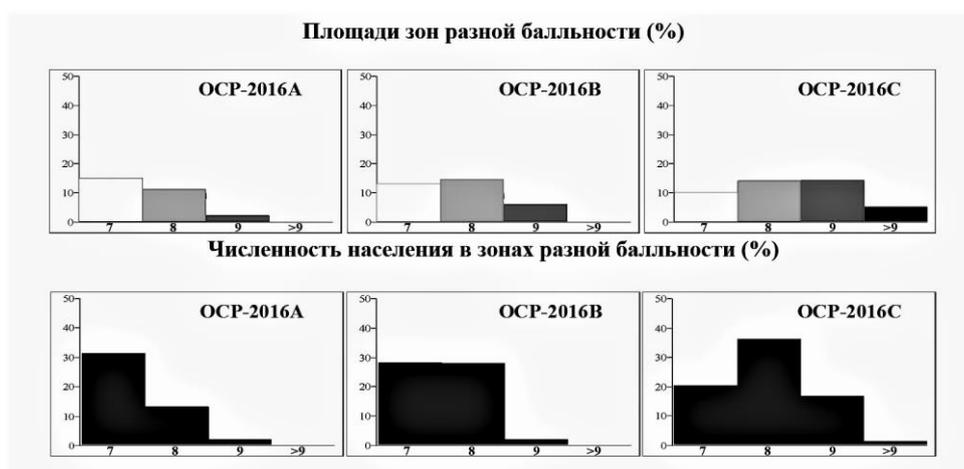
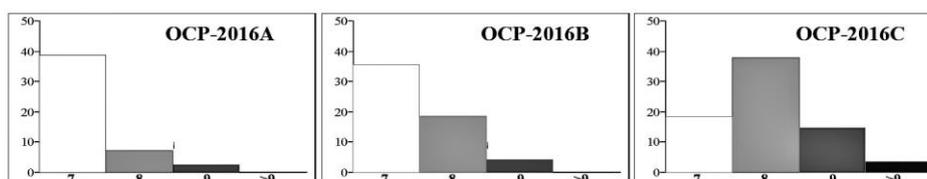


Рис. 2. Соотношение площадей и численности населения в зонах разной балльности. Сибирский федеральный округ

Таб. 2. Значение площадей разной балльности по картам ОСП-2016А, В, С и численности населения. Дальневосточный федеральный округ

Балл	7	8	9	>9
Площади зон разной балльности (тыс.кв.км)				
ОСП-2016А	2379.2	462.3	103.1	16.8
ОСП-2016В	2174.0	1164.2	227.5	43.3
ОСП-2016С	1173.0	2276.8	955.6	220.0
Население в зонах разной балльности (тыс.чел.)				
ОСП-2016А	749.4	350.2	434.7	5.2
ОСП-2016В	1510.9	780.0	720.6	15.8
ОСП-2016С	2704.7	1131.0	988.4	688.1

Площади зон разной балльности (%)



Численность населения в зонах разной балльности (%)

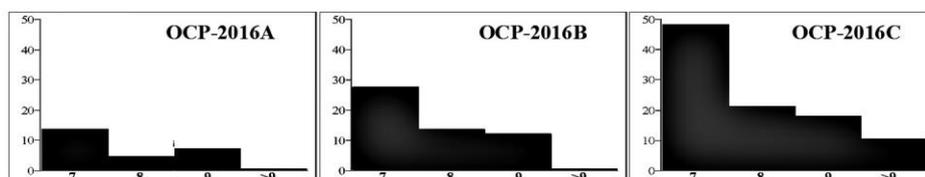


Рис. 3. Соотношение площадей и численности населения в зонах разной балльности. Дальневосточный федеральный округ

Таб. 3. Сопоставление значений сейсмической опасности по карте ОСП-2016А с данными сильных землетрясений Сибирского округа

п/п	год	месяц	день	широта	долгота	магнитуда	I балл	ОСП 2016А
1	-7670	0	0	51.84	103.25	7.0	9-10	9
2	-5600	0	0	51.82	103.35	7.5	9-10	9
3	-2700	0	0	51.80	103.40	7.5	9-10	9
4	200	0	0	51.83	103.31	7.5	9-10	9
5	1500	0	0	54.10	108.25	7.0	9-10	9
6	1742	6	27	51.80	103.40	7.0	10	9
7	1902	4	11	51.60	104.50	7.0	8-9	9
8	1959	8	29	52.70	106.96	7.0	9	9
9	2003	9	27	50.01	87.74	7.5	8-8,5	8
10	2003	10	1	50.13	87.70	7.0	8-9	8
11	2012	2	26	51.74	95.99	7.0	9	8

В результате создания комплекта карт ОСР-2016, значительно изменены конфигурации зон и площади разной балльности относительно карт ОСР-97. Для проверки надежности карт и анализа безопасности населения, выполнено сопоставление величин оцениваемой ими сейсмической опасности с данными о проявлениях сильных землетрясений. Для каждого из рассматриваемых округов сделана выборка землетрясений с магнитудой $M > 7.0$ за исторический и инструментальный период [6,7]. Для Сибирского федерального округа представлено 11 сильных сейсмических событий, разница между ожидаемыми сейсмическими эффектами и реальными данными не превышает 1 балл, по всем видам карт (ОСР-2016А, В, С).

Таб. 4. Сопоставление значений сейсмической опасности по карте ОСР-2016В с данными сильных землетрясений Сибирского округа

n/n	год	месяц	день	широта	долгота	магнитуда	I балл	ОСР 2016В
1	-7670	0	0	51.84	103.25	7.0	9-10	9
2	-5600	0	0	51.82	103.35	7.5	9-10	9
3	-2700	0	0	51.80	103.40	7.5	9-10	9
4	200	0	0	51.83	103.31	7.5	9-10	9
5	1500	0	0	54.10	108.25	7.0	9-10	9
6	1742	6	27	51.80	103.40	7.0	10	9
7	1902	4	11	51.60	104.50	7.0	8-9	9
8	1959	8	29	52.70	106.96	7.0	9	9
9	2003	9	27	50.01	87.74	7.5	8-8,5	9
10	2003	10	1	50.13	87.70	7.0	8-9	9
11	2012	2	26	51.74	95.99	7.0	9	9

Таб. 5. Сопоставление значений сейсмической опасности по карте ОСР-2016С с данными сильных землетрясений Сибирского округа

n/n	год	месяц	день	широта	долгота	магнитуда	I балл	ОСР 2016С
1	-7670	0	0	51.84	103.25	7.0	9-10	10
2	-5600	0	0	51.82	103.35	7.5	9-10	10
3	-2700	0	0	51.80	103.40	7.5	9-10	10
4	200	0	0	51.83	103.31	7.5	9-10	10
5	1500	0	0	54.10	108.25	7.0	9-10	10
6	1742	6	27	51.80	103.40	7.0	10	10
7	1902	4	11	51.60	104.50	7.0	8-9	10
8	1959	8	29	52.70	106.96	7.0	9	10
9	2003	9	27	50.01	87.74	7.5	8-8,5	10
10	2003	10	1	50.13	87.70	7.0	8-9	10
11	2012	2	26	51.74	95.99	7.0	9	10

Аналогично сделана выборка сильных землетрясений Дальневосточного федерального округа, всего 13 событий. Разница между оцениваемой сейсмической опасностью и данными о проявлениях сильных землетрясений, также не превышает 1 балл, по всем видам карт (ОСР-2016А, В, С).

Таб. 6. Сопоставление значений сейсмической опасности по карте ОСР-2016А с данными сильных землетрясений Дальневосточного округа

п/п	год	месяц	день	широта	долгота	магнитуда	I балл	ОСР 2016А
1	1742	11	0	51.50	157.00	7.0	9	9
2	1927	11	14	70.10	128.70	7.0	7-8	7
3	1927	11	14	70.10	129.30	7.0	7-8	7
4	1967	1	18	56.59	120.96	7.0	8-9	8
5	1971	5	18	64.00	146.10	7.0	8-9	8
6	1991	3	8	60.90	167.20	7.0	7-8	8
7	1995	5	27	52.55	142.75	7.0	9	9
8	1996	1	1	54.00	159.65	7.0	8	9
9	1997	12	5	54.88	161.95	8.0	8-9	9
10	2000	8	4	48.76	142.27	7.0	8	9
11	2006	4	20	61.03	167.09	7.5	8	8
12	2006	5	22	60.78	165.83	7.0	8	8
13	2013	2	14	67.56	142.68	7.0	6	7

Таб. 7. Сопоставление значений сейсмической опасности по карте ОСР-2016В с данными сильных землетрясений Дальневосточного округа

п/п	год	месяц	день	широта	долгота	магнитуда	I балл	ОСР 2016В
1	1742	11	0	51.50	157.00	7.0	9	10
2	1927	11	14	70.10	128.70	7.0	7-8	8
3	1927	11	14	70.10	129.30	7.0	7-8	8
4	1967	1	18	56.59	120.96	7.0	8-9	9
5	1971	5	18	64.00	146.10	7.0	8-9	8
6	1991	3	8	60.90	167.20	7.0	7-8	9
7	1995	5	27	52.55	142.75	7.0	9	9
8	1996	1	1	54.00	159.65	7.0	8	9
9	1997	12	5	54.88	161.95	8.0	8-9	10
10	2000	8	4	48.76	142.27	7.0	8	9
11	2006	4	20	61.03	167.09	7.5	8	9
12	2006	5	22	60.78	165.83	7.0	8	9
13	2013	2	14	67.56	142.68	7.0	6	8

Таб. 8. Сопоставление значений сейсмической опасности по карте ОСР-2016С с данными сильных землетрясений Дальневосточного округа

п/п	год	месяц	день	широта	долгота	магнитуда	I балл	ОСР 2016С
1	1742	11	0	51.50	157.00	7.0	9	10
2	1927	11	14	70.10	128.70	7.0	7-8	9
3	1927	11	14	70.10	129.30	7.0	7-8	9
4	1967	1	18	56.59	120.96	7.0	8-9	10
5	1971	5	18	64.00	146.10	7.0	8-9	9
6	1991	3	8	60.90	167.20	7.0	7-8	10
7	1995	5	27	52.55	142.75	7.0	9	10
8	1996	1	1	54.00	159.65	7.0	8	10
9	1997	12	5	54.88	161.95	8.0	8-9	10
10	2000	8	4	48.76	142.27	7.0	8	10
11	2006	4	20	61.03	167.09	7.5	8	10
12	2006	5	22	60.78	165.83	7.0	8	10
13	2013	2	14	67.56	142.68	7.0	6	9

Из приведенных выше данных очевидно достаточное хорошее соответствие значений сейсмической опасности по картам ОСР-2016 с данными сильных землетрясений, что обеспечивает вполне надежную безопасность населения исследуемых регионов. Также полученные результаты могут быть использованы при анализе дополнительных рисков для населения, проживающего на указанной территории.

Литература

- 1 Уломов В.И., Богданов М.И. Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2012) // журнал "Инженерные изыскания", 8, 2013. С. 30-39
- 2 Уломов В.И., Перетокин С.А., Медведева Н.С., Акатова К.Н., Данилова Т.И. Сейсмологические аспекты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (карты ОСР-97, ОСР-2012, ОСР-2014) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014, №4. С. 5-25
- 3 Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акатова К.Н., Аптикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пустовитенко Б.Г., Стром А.Л. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных зонах. Инженерные изыскания, 2016, № 7, 49-121.
- 4 Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999а. 57 с
- 5 Сейсмическое районирование территории Российской Федерации – ОСР-97 (Гл. ред. Страхов В.Н и Уломов В.И.). Карта на 4-х листах. ОИФЗ РАН. М.: НПП Текарт, 2000.
- 6 Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.) Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г., Наука, Москва, 1977
- 7 http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd_news.htm. Единая геофизическая служба Российской академии наук

СТРУКТУРА И СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Джанабиллова С.О., Абдрахматов К.Е., Тукешова Г.Е.
АО «НИПИ нефтигаз» департамент геологии и нефти газа

Как известно, о морфологии новейших структурных форм можно судить по характеру деформации пенеплена, выработанного на самых различных по возрасту следующих зонах [1]. О.К. Чедия (1986), Э. Арган (1935), С.С. Шульц (1948), назвали такие формы «складками основания». Для них характерно асимметричное строение и наличие разрыва, осложняющего крутое крыло. Такое сочетание складчатой деформации с разрывом послужило поводом к названию подобных структур «глыбовыми складами» (И. М. Синицин, И. П. Герасимов). Чаще всего структурные формы, представляющие комбинацию складчатой, и разрывной дислокации именуется «грабен-синклиналями» и «горст-антиклиналями» (О. К. Чедия, 1986).

Однако, в сейсмостектонических построениях, иногда для выявления особенностей пространственно-временного распространения сейсмичности бывает важно и полезно иногда абстрагироваться от складчатого характера новейших мегантиклиналей и называть их блоками, подчеркивая разломно-блоковый характер земной коры.

Для выявления блоковой структуры Северного Тянь-Шаня была составлена карта новейшей тектоники этого региона в масштабе 1:500000.

Илийская впадина, в пределах изученной нами территории, по своим структурным особенностям делится на несколько существенно разные части: собственно, Илийская впадина (38), Дегереский (38а) и Бериктасский, (38б) блоки (рис.1).

Киндиктасская мегантиклиналь представлена одноименным хребтом северо-западного простирания (14). Она разделяет Илийскую и Чуйскую впадину, на востоке под острым углом по Предзаилийскому или Каракунуз-Алматинскому разлому сочленяется с субширотно вытянутым Заилийским антиклинорием. Северо-западным продолжением Киндиктасской мегаструктуры является Чу-Илийская мегантиклиналь того же простирания. Юго-западное крыло Киндиктасской мегантиклинали взброшено за новейший этап по отношению к Илийской впадине на 1300 и более метров над Илийской впадиной.

Кастекский блок (15) или горст-антиклиналь является структурой, относящейся к Заилийскому антиклинорию. Структура имеет асимметричную форму с пологим южным крылом и коротким северным крылом, которое обрывается к Каракунузской грабен-синклинали, днище которой маркируется маломощными отложениями нижнего-неогена (Чедия, 1986).

Майтубинский блок (16) представляет собой пологую антиклиналь, заключенную между Каракунузским разломом, по которому она надвинута на Дегересскую синклиналь и зоной Заилийских разломов почти субширотного простирания. К востоку пологое крыло указанной антиклинали постепенно переходит в предгорья, возвышающиеся над Алматинкой впадиной.

Заилийский антиклинорий (17) представлен одноименным хребтом, который в общем характеризуется северной асимметрией, а на востоке и западе дробится на ряд горст – антиклинальных структур третьего порядка Чедия, 1986). На востоке Заилийское поднятие расщепляется на собственно Илийскую (на юге), Донжайляусскую и Карачинскую горст-антиклинали, разделенные грабен-синклинальными структурами (Чедия, 1986). На западе периклиналь антиклинория представлена тремя конусно расположенными брахиантиклиналями: Байбичесаурской, Орловской и Талдыбулакской, из которых две первые являются юго-восточным ограничением Чуйской впадины [2-4].

Чуйская впадина по своим структурным особенностям делится на две существенно разные части. Северная ее часть, обычно именуемая Чуйской моноклиной,

характеризуется пологим падением к юго-западу домезозойского фундамента (глубина залегания 0-0,5 км), представленного юго-западным крылом Киндыктасской мегантиклинали. Южная часть Чуйской впадины представлена узким глубоким асимметричным Предкиргизским прогибом (глубина залегания до – 4000 м). Границей между двумя частями впадины служит флексурно-разрывная зона, представляющая собой резкий перегиб домезозойского фундамента с крутым падением в южных румбах, осложненный серией разрывов сбросового типа (Юдахин, 1970; Чедия, 1986). Выявление некоторых характерных особенностей строения домезозойского фундамента (строение флексурно-разрывной зоны, наличие сбросов в фундаменте, глубина залегания фундамента) позволяет выделить в Чуйской впадине три блока.

Самый крайний западный (Западно-Чуйский-38) блок представляет собой мульду Предкиргизского прогиба, постепенно переходящую в Чуйскую моноклираль (глубина залегания фундамента до – 4000 м).

Центральный блок (Центрально-Чуйский-39) представлен опущенной частью прогиба (до 3,5 км ниже уровня моря), ограниченной с севера флексурно-разрывной зоной, а с юга – Иссык-Атинским разломом. Восточно-Чуйский блок (40) представляет собой центриклинальное замыкание Предкиргизского прогиба, к северу переходящую в южное крыло Кастекского хребта, а с юга обрывается Иссык-Атинским разломом [5].

Переходная зона сопряжения мегаструктур (низкие предгорья) занимает промежуточное, пограничное положение и имеет двойное значение. С одной стороны, это зона изменившая знак движений в четвертичное время (опускания сменились поднятиями), а с другой – она до сих пор располагается над максимально опущенной частью Предсеверного прогиба (4500 м). Учитывая ее современное морфоструктурное положение, мы сочли возможным выделить в ее пределах самостоятельные блоки. Это Сокулукский блок (54) (с глубиной погружения фундамента до 0,5-3,0 км) и Серафимовский блок с максимальной мощностью и наиболее полным разрезом палеоген-неогеновых отложений (свыше 4000 м).

Крайняя восточная часть Киргизской мегантиклинали представлена Восточно-Киргизским блоком (11), который имеет ясно выраженную северную асимметрию. В его пределах выделяется несколько блоков меньших размеров, наклоненных к востоку. Шарнир этой структуры воздымается от 2000 м на юго-востоке до 4250 м в ее центральной части.

Расположенный западнее Иссык-Атинский блок имеет характерную треугольную форму и образован сочетанием сдвигов северо-западного и северо-восточного направлений. Этот блок характеризуется определенной симметричностью, но в это же время наклонен к западу (рис. 1). Именно в пределах этого блока фиксируется максимальное значение новейших воздыманий во всей Киргизской мегаструктуре (до 4900 м).

Для Алаарчинского (9) и Каракольского (8) блоков характерно сочетание пологих и длинных северных крыльев и взброшенных южных, т.е. горизонтальное перемещение масс происходит с юга на север. Максимальное воздымание шарниров достигает здесь 4000 м. В продольном сечении эти блоки симметричны, возможно с некоторым наклоном малых блоков от центра.

Интересно строение Карабалтинского (6) блока, который имеет длинное и пологое северное крыло, и соответственно взброшенное северное крыло. Таким образом, горизонтальное движение масс происходит здесь с севера на юг. Это означает, что здесь происходит смена симметрии в пределах Киргизской мегаструктуры. Однако, расположенный южнее Кумбельский блок (5) выглядит довольно симметричным, как в поперечном, так и в продольном направлениях (Рис.1).

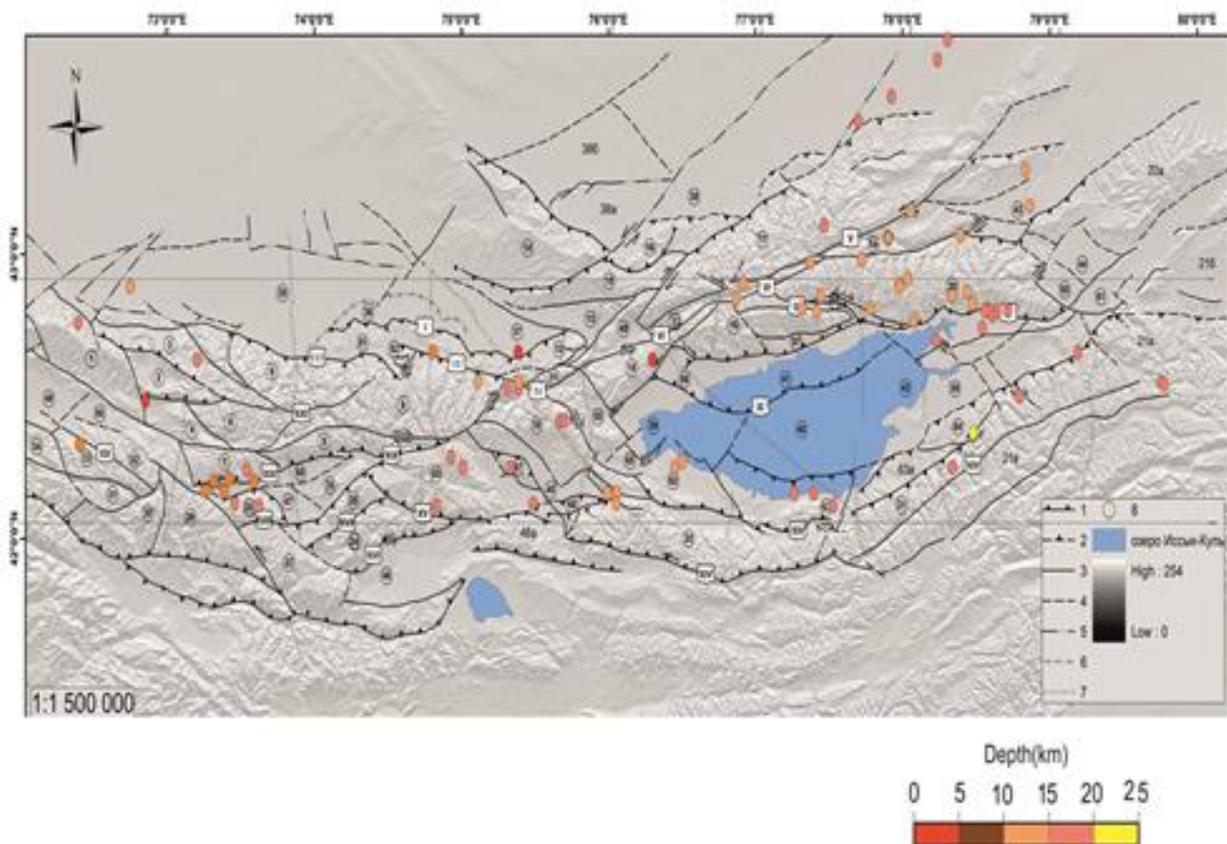


Рис. 1. Карта-схема новейших блоков Северного Тянь-Шаня. Условные обозначения: Цифра в кружках – номер и название блока. Римскими цифрами обозначены основные новейшие разломы. Вынесены эпицентры землетрясений с $M \geq 4$, цветом показана глубина эпицентра.

Названия блоков, устойчивого поднятия: 1 – Шунгурский, 2 – Каракыштакский, 3 – Каратастыбинский, 4 – Бакайташский, 5 – Кумбельский, 6 – Карабалтинский, 7 – Тюзашунский, 8 – Каракольский, 9 – Алаарчинский, 10 – Киргизский, 11 – Окторкойский, 12 – Байбичесаурский, 13 – Кичикеминский, 14 – Киндиктасский, 15 – Кастекский, 16 – Майтюбинский, 17 – Заилийский, 18 – Кунгейский, 19 – Чоктальский, 19а – Центрально-Кунгейский, 20 – Курментинский, 20а – Кетменский, 21 – Восточнотерскейский, 21а – Баянкольский, 21б – Нарынькольский, 21в – Центрально-Терскейский, 22 – Западнотерскейский, 23 – Карамойнок-Сандыкский, 24 – Минтеке-Сарыбулакский, 25 – Ойгаинский, 26 – Киндикский, 27 – Сандыкский, 28 – Арамсуйский, 29 – Сусамыртооский, 30 – Жаныртмакский, 31 – Музторский, 32 – Арпатектирский, 33 – Джергетальский, 34 – Карагайминский.

Абсолютного и относительного прогибания: 35 – Западно-Чуйской, 36 – Центрально-Чуйской, 37 – Восточно-Чуйской, 38 – Илийский, 38а – Дегереский, 38б – Бериктасский, 39 – Рыбачинский, 40 – Центрально-Иссыккульский, 41 – Северо-Иссыккульский, 42 – Восточно-Иссыккульский, 43 – Чарынский, 44 – Каркаринский, 45 – Кочкорский, 46 – Джумгалский, 47 – Тунукский, 48 – Таласский, 49 – Новороссийский.

Переходного режима: 50 – Ортокойский, 51 – Сокулук-Серафимовский, 52 – Шекулинский, 53 – Кеминский, 54 – Чиликский, 55 – Боомский, 56 – Торуйгырский, 57 – Чолпонатинский, 58 – Аксуйский, 59 – Тасминский, 60 – Талдыбулакский, 61 – Кегеньский, 62 – Улахольский, 63 – Каджисайский, 63а – Джуукинский, 64 – Джетыгогузский, 65 – Кызыломпульский, 66 – Джоонарыкский, 67 – Ортокский, 68 – Джакишский.

Названия основных разломов: I – Иссык-Атинский, II – Шамси-Тюндюкский, III – Чонкурчакский, IV – Карақунузский, V – Северо-Кеминский, VI – Южно-Кеминский, VII – Чиликский, VIII – Северо-Аксуыйский, IX – Южно-Аксуыйский, X – Предкунгейский, XI – Торуайгыр-Тасминский, XII – Южно-Иссыкульский, XIII – Предтерскейский, XIV – Центрально-Терскейский, XV – Бозалаташский, XVI – Джумгалский, XVII – Ойгаинский, XVIII – Суекский, XIX – Каракольский, XX – Ичкилитооский, XXI – Аспаринский.

К западу и юго-западу от Кумбельского блока выделяются Утмекский (7), Бакайташский (4) и Арпатектирский (15) блоки, представленные одноименными антиклиналями, обладающие различным стилем асимметрии.

Каратастюбинский блок (3) представлен несколькими антиклинальными и синклиналиными структурами субширотного и северо-западного простирания. Шарниры складок воздымаются до высоты 3500 м. Особого внимания заслуживает Каракыштакский (2) блок, в пределах которого имеются палеоген-неогеновые отложения небольшой мощности. Это блок также асимметричен: наиболее погруженная его часть приурочена к его северному борту [6].

Самым западным блоком на рассматриваемой территории является Шунгурский блок (1), который выглядит симметричным.

К югу от Киргизской мегаструктуры расположены блоки внутренней части Тянь-Шаня, анализ которых помогает в расшифровке геодинамики окраинных частей орогена.

К востоку от Северного мегаблока расположены новейшие структуры горного обрамления Иссык-Кульской впадины.

Иссык-Кульская межгорная впадина с запада на восток от Караташского порога древнего стока до перевала Санташ, имеет протяженность 260 км при максимальной ширине 50-60 км. Обобщенная ось этого сложно построенного грабен-синклиналиного мегаблока имеет в общем выпуклость к югу. Северо-Иссык-Кульский (Торуайгыр-Тасминский – (V) разлом разделяет его на два макроблока: Северо Иссык-Кульский (Предкунгейский) и Центрально-Иссык-Кульский (Предтерскейский). Предкунгейский прогиб шириной в 20 км – это в основном моноклираль южного падения, в пределах которой суммарные амплитуды движений изменяются от +1000 до -2500. Зона низких предгорий, краевая часть впадины, сложенная неогеном, развита здесь фрагментарно. Предтерскейский прогиб – Центрально – Иссыкульская грабен-синклираль шириной до 40 км, занимает основную площадь впадины. Суммарные амплитуды движений здесь меняются от +1000-1500 до -3500 м, достигая максимальных значений на востоке и в центре впадины. Общая синклиналиная структура впадины осложнена пологими и малоамплитудными антиклиналями и синклиналиями субширотного и северо-восточного простирания [7-8].

Южно-Иссык-Кульская зона низких предгорий, сложенная в основном неогеном, с севера ограничена одноименным разломом. Она протягивается вдоль всего подножья Терскейского поднятия и имеет выдержанную ширину в 20 км. Тамгинский левосторонний сдвиг разделяет адырную зону, как и Терскейское поднятие, на два макроблока: Улахол-Каджисай и Джуука-Джетыгуз, которые имеют соответственно субширотное северо-западное и северо-восточное простирание. В пределах первого блока чехол неогеновых отложений маломощен (500-1000 м), в ядрах антиклинальных складок основания, имеющих ярко выраженную южную асимметрию, часто наблюдается откопанная предорогенная поверхность выравнивания, выработанная на породах домезозойского основания. На востоке Иссык-Кульскую впадину замыкает Турген-Аксу-Чубарджонское адырное поднятие (амплитуда движений от +1500 до -1500 м), переходящее на севере – в Тасминское. Последнее относится к внутри депрессионным, также как и мелкие поднятия как Тепке, Бирбаш, Оргочор (на востоке впадины) и Бозбармак (на западе).

Кунгейское поднятие отделено от Иссык-Кульской впадины системой Предкунгейских разломов (IV). Обобщенная ось поднятия имеет выпуклость к северу. Культорский разлом и Аксуыйский грабен разделяет его на три горст-антиклинальных

макроблока: Калмакашуйский (18), Чоктальский (19), Урюктинский (20). Общая протяженность поднятия 270-280 км при ширине 20-30 км.

Складки основания имеют в основном северную асимметрию, хотя и встречаются и симметричные. Внутри блоков развиты в основном кулисно расположенные брахиподобные горст-антиклинали; протяженными поднятиями являются лишь Центральное (80 км), расположенное к югу от Аксуйского грабена, и Восточно-Кунгейское (Талдыбулакское – 50 км). Суммарные амплитуды поднятий здесь изменяются от 2000 до 4500 м.

Терскее поднятие (амплитуды от 2000 до 4750 м) с севера ограничено зоной Предтерскеекого разлома, с юга – Центрально-Терскеекого разлома. Тамгинским сдвигом и связанные с ним линеаментом поднятие разделяется на два симметричных «крыла»: Западно-Терскеекое и Восточно-Терскеекое, имеющих соответственно выдержанное северо-западное простирание. Разрывы северо-западного простирания разделяют Западно-Терскеекий блок на ряд узких блоков с кулисно расположенными горст-антиклиналями. Наиболее опущенная северная часть блока (Семизбельская, Конуроленская, Кольбельская грабен-синклинали) «ныряют» под систему взбросо-надвигов и подвигов, образующих западную ветвь Предтерскеекого разлома (рис.2). Более монолитным являются Восточно-Терскеекое поднятие, которое Центрально-Терскееким разломом разделяется на два вытянутых горст-антиклинальных блока, имеющих южную асимметрию. На востоке обособляется характерный Бозучакский блок, зажатый между Предтерскееким и Центрально-Терскеекими разломами (с севера и юга) и линеаментами Восточно-Сарыджазским и Кызылсуйским. Для него характерным является изменение простирания складок основания с субширотного северо-восточного на северо-западное (Трофимов, 1973).

Расположенные восточнее Баянкольская (21а), и Нарынькольская (21б) мегантиклинали имеют такие же характеристики, как и само Восточно-Терскеекое поднятие – южная асимметрия и вытянутая в суюширотном направлении форма.

На востоке к Иссык-Кульской впадине примыкают Каркара-Текеская и Кегенская впадины (44), обрамленные с севера Кетменьским поднятием (20а), с юга – Баянкольским (21а).

Каркара-Текеская впадина заходит на описываемую нами территорию своей восточной частью и представляет собой асимметричную синклиналь, выполненную неогеновыми молассами большой мощности и осложненную с севера цепью кулисно подстилающихся брахиантклинальных структур (антиклиналь Каратау, Сарытау и др.). Эти структуры отделяют Каркара-Текескую впадину от расположенной севернее Кеген-Каркаринской впадины (44).

Кетменьская мегантиклиналь (20а) представляет собой асимметричную мегантиклиналь с пологим северным крылом, перекрытым галечным шлейфом слившихся конусов выноса, их под которых обнажаются юрские и сильно дислоцированные палеозойские образования. Фрагменты древней денудационной поверхности сохранились на водоразделе одноименного хребта. Южные предгорья ограничены разломом в виде крутого уступа самого хребта, высотой 1000-1500 м. На юго-западе к Иссык-Кульской впадине примыкает Кочкорская впадина (15), а на северо-западе Боомский грабен (20) и Чуйская впадина. Расположенное северное Заилийское поднятие отделено от Кунгейского Кеминским грабеном (53) и относительно опущенным Чилико-Чарынским клиновидным блоком (54).

Таким образом, как видно из вышеприведенного описания, новейшая структура Северного Тянь-Шаня представляет собой систему блоков (мега, макро, микро) разного размера, истории развития, характера асимметрии и др. Как указывалось, ранее в качестве активных мы выделяем разломы с доказанными позднеплейстоценовыми и голоценовыми перемещениями (рис.2). Как видно, не все новейшие разломы являются активными, как это можно было бы ожидать. Указанные разломы ограничивают блоки, активные в обозначенное время. Как показывает анализ, форма и положение блоков, активных в позднем плейстоцено-голоцене (последние 100 тыс. лет геологической истории), существенно отличается от блоков, активных в новейшее время (10-30 млн. лет. геологической истории).

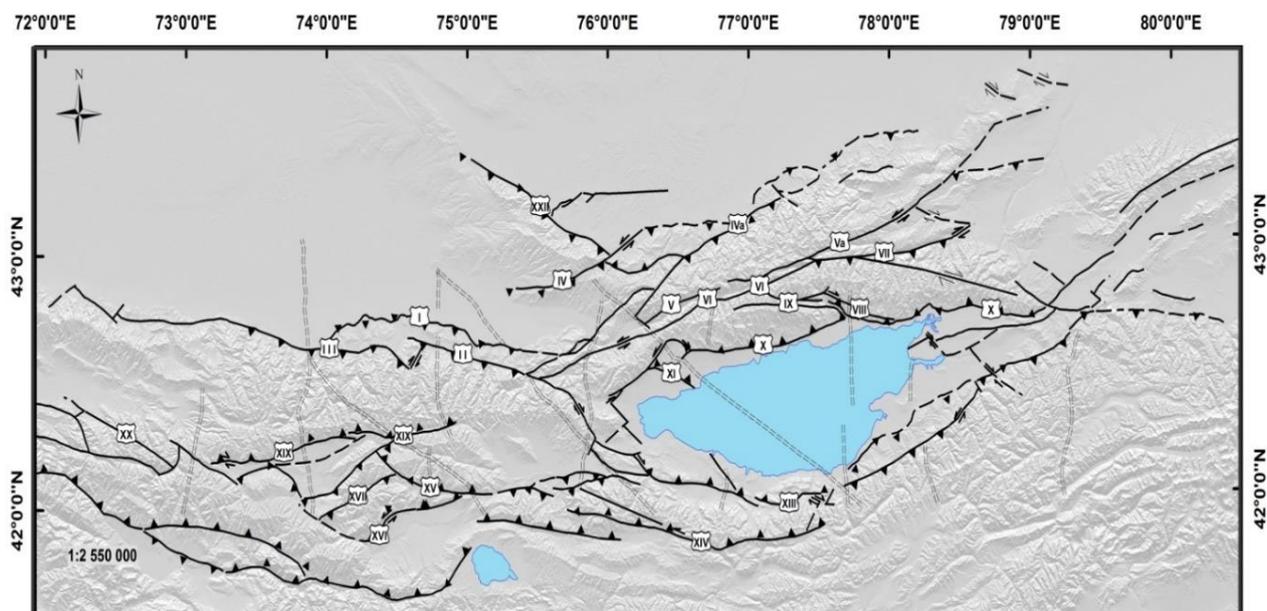


Рис. 2. Карта активных разломов Северного Тянь-Шаня

Отметим, что характерной чертой поздне четвертичной структуры Северного Тянь-Шаня является наличие практически непрерывной зоны активных разломов, состоящей из транспрессионной лево сдвиговой Кемино-Чиликской зоны (Delvauxet, al., 2003), переходящей к западу в активные надвиги южного обрамления Чуйской впадины, а с востока ограниченная Чунджа-Капчагайской системой активных разломов северо-западного простирания. Эта зона разделяет изометричные блоки Киргизской части Северного Тянь-Шаня от выпуклых к югу блоков (Заилийский и Чу-Кендыктасский), облегающих Илийскую впадину.

Киргизский блок ограничен с севера активными надвигами зоны сочленения одноименного хребта и Чуйской впадины. Скорость позднеплейстоценового сокращения земной коры в зоне Иссык-Атинского разлома, ограничивающего с севера низкие предгорья Киргизского хребта, составляет от $0,9 \pm 0,3$ мм/год (долина р. Сокулук) до $2,1 \pm 1,7 - 0,3$ мм/год (долина р. Аламедин), (Абдрахматов и др., 2001). Активность северной границы подчеркивается возникновением здесь очагов Баласагунского землетрясения 1470 года (M более 6,5), Меркенского землетрясения 1665 года ($M=6,5$), Беловодского землетрясения 1770 года ($M=6,9$), Беловодского землетрясения 1885 года ($M=6,5-7,5$), Кемино-Чуйского землетрясения 1938 года ($M=6,5$). С юга указанный блок ограничивается активными надвигами южного борта Кочкорской впадины, которые к западу переходят в активное северное ограничение Джумгальской впадины, где развиты надвиги с лево сдвиговой компонентой. Скорость позднеплейстоценового сокращения коры в зоне Акчопского надвига (долина р. Джуанарык) составляет $2,9 \pm 1,6 - 0,7$ мм/год, (Абдрахматов и др., 2001). Сильных землетрясений с магнитудой более 4 в этой зоне не зарегистрировано.

Монолитность Киргизского блока нарушается внедрением с запада в его тело активных разломов Сусамырской зоны, представляющих собой взбросы с право сдвиговой компонентой. Активность этой зоны подчеркивается возникновением здесь в 1992 году Сусамырского землетрясения с $M=7,3$ [9].

Иссыккульский блок с севера ограничивается активной Кемино-Чиликской лево сдвиговой транспрессионной зоной, которая унаследованно развивалась с палеозоя. К востоку от 77 меридиана граница блока представлена активными разрывами Аксуйского грабена и надвигами Тасминского внутри впадинного поднятия.

Южная граница рассматриваемого блока представлена активными разрывами юго-западного угла Иссыккульской впадины, которые к востоку посредством Тамгинского левого сдвига подставляются обратными взбросами восточного окончания впадины. Активность южной границы блока подтверждается очагами Сарыкамышского землетрясения 1970 года ($M=6,5$) и нескольких землетрясений с $M=4-5$. Очагов сильных или хотя бы умеренных землетрясений в пределах акватории озера не зарегистрировано [10-12].

Зона сочленения Киргизского и Иссыккульского блоков выражена неясно. Здесь находится узкий Боомский новейший грабен северо-западного простираения (Абдрахматов, 2003), который заложился на восточной периклинали Кунгейского хребта. О существовании современных условий растяжения в этой области свидетельствует наличие узкой полосы активных разломов, нарушающих поверхность позднеплейстоценовых конусов выноса, стекающих с массива Кызыл-Омпул и выкальывающих здесь молодой грабен. Его простираение совпадает с более древней, новейшей структурой.

Как следует из приведенного выше анализа, раздробленная структура Северного Тянь-Шаня, отчетливо выраженная в перекрестно-решетчатом характере системы разломов, в позднечетвертичное время была “сконсолидирована” в несколько основных блоков: Киргизский, Иссык-Кульский, Заилийский, Чу-Кендыктасский и Чарынский. Именно по разломным ограничениям указанных блоков сосредоточена основная сейсмичность региона и, соответственно, при оценке сейсмической опасности в качестве площадных источников должны быть выбраны эти блоки.

Литература

- 1 Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии, Геология на пороге XXI века, М., Наука, 1994, 188 с.
- 2 Шерман, С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция / С.И. Шерман; Рос.акад. наук, Сибирское отд-ние, Ин-т земной коры. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. – 359 с.
- 3 Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р. Активная тектоника Тянь-Шаня. – Бишкек, Илим. 2007. С.70.
- 4 Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986, 313 с.
- 5 Э. Арган. Тектоника Азии, М-Л., ОНТИ, 1935.
- 6 С. С. Шульц. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. – М.: Географиз, 1948, - 220 с.
- 7 Юдахин, Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983.
- 8 Трофимов. Новейшая тектоника района Сарыкамышского землетрясения. Изв. АН Кирг.ССР, 1973, №5, с.3-19.
- 9 Delvaux D., Abdrakhmatov K.E., Lenzin I.N., and Strom A.L. Landslides and surface breaks of the 1911, $M=8,2$ Kemin earthquake, Kyrgyzstan. Russian geology and geophysics, 2001, vol.42, №10, 1667-167.
- 10 Паталаха Е.И., Чабдаров Н.М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. // Сеймотектоника некоторых районов юга СССР. М., Наука, 1976, с.80-90.
- 11 Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я. Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений. Изв. АН Кирг.ССР, физ.-тех. и матем. науки, 1989, №1, с. 101.
- 12 Курскеев А.К., Тимуш А.В. Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры. Алма-Ата, Наука, 1987, 179с.

ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ СЕЙСМОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ МОНГО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА

Джурик В.И.¹, Батсайхан Ц.², Брыжак Е.В.¹, Серебренников С.П.¹, Ескин А.Ю.¹.

¹ ФГБУН Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт Астрономии и Геофизики АНМ, Улан-Батор, Монголия

Обобщаются результаты исследований, выполненные в направлении разработки региональной методики прогноза параметров сейсмических воздействий сильных землетрясений Монголо-Сибирского региона, при деградации мерзлоты под воздействием климата и техногенеза. Они направлены на развитие методов и приемов прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений и на разработку рекомендаций по проведению сейсмического микрорайонирования в различных сейсмоклиматических зонах Сибири и Монголии с учетом зон ВОЗ. Основная цель исследований – это использование полученных данных при планировании и строительстве в сейсмоактивных районах, охваченных мерзлотой. Разработанные способы и подходы представляются на современном уровне требований предъявляемых к проектированию сейсмостойких сооружений в условиях криолитозоны на конкретных примерах, выполненных на участке «Уянга», сомон расположенный в северной Монголии и на участке «Тупик», на примере строительства дамбы хвостохранилища, расположенной в России в Забайкальском крае. Их результаты, в обобщенном виде, представляются на рисунках 1 и 2.

Исходная сейсмическая опасность для сомона Уянга определена в 8 баллов. В непосредственной близости от него нет ярко выраженных сейсмо генерирующих зон, хотя он расположен в пределах площадной зоны ВОЗ, способной «породить» землетрясение с магнитудой до 6,5 [1]. Территория сомона сложена мерзлыми грунтами. Их мощность, по данным бурения, электроразведки и сейсморазведки, не превышает 20 м. Температура, на глубине ее нулевых колебаний, меняется от $-0,1$ до $-0,9^{\circ}\text{C}$. В центральной части территории мерзлые грунты имеют температуру от 0 до $-0,5^{\circ}\text{C}$, по окраинам площадки встречаются зоны с температурой близкой к -1°C [2].

Для участка «Тупик», согласно карте ОСР-2015Б [3], исходная сейсмичность оценивается в 7 баллов. Климат суровый, резко континентальный, мощность мерзлых рыхлых грунтов на участке не превышает 30 м. Это зона сплошного распространения мерзлоты с крупными массивами, грунты мало льдистые, их температура больше -20C . Поэтому предусматривается строительство с учетом возможной ее деградации. Учитывая сказанное, как первый (северная Монголия), так и второй (Восточной Сибирь) участки, выбраны для проведения режимных измерений с целью мониторинга сейсмического состояния мерзлоты в основаниях сооружений в процессе строительства и их дальнейшей эксплуатации. Предусматривается совершенствование методики прогноза изменения сейсмической опасности осваиваемых территорий, при строительстве с учетом частичного или полного уничтожения мерзлоты.

В методическом плане для выбранных участков проведена оценка влияния грунтовых условий, на сейсмическую опасность в баллах [4], что отвечает задачам сейсмического микрорайонирования (СМР), согласно нормативным документам и предлагаемым нами подходам к оценке сейсмической опасности с учетом состояния грунтов и их эффективной мощности. Выбран комплекс различных инструментальных методы СМР, особое внимание уделяется формированию исходных сигналов, спектральному составу и их трансформации при использовании частотных характеристик грунтовых слоев различного состояния [5]. Для этого использовались теоретические расчеты, данные регистрации землетрясений и микросейсм [6].

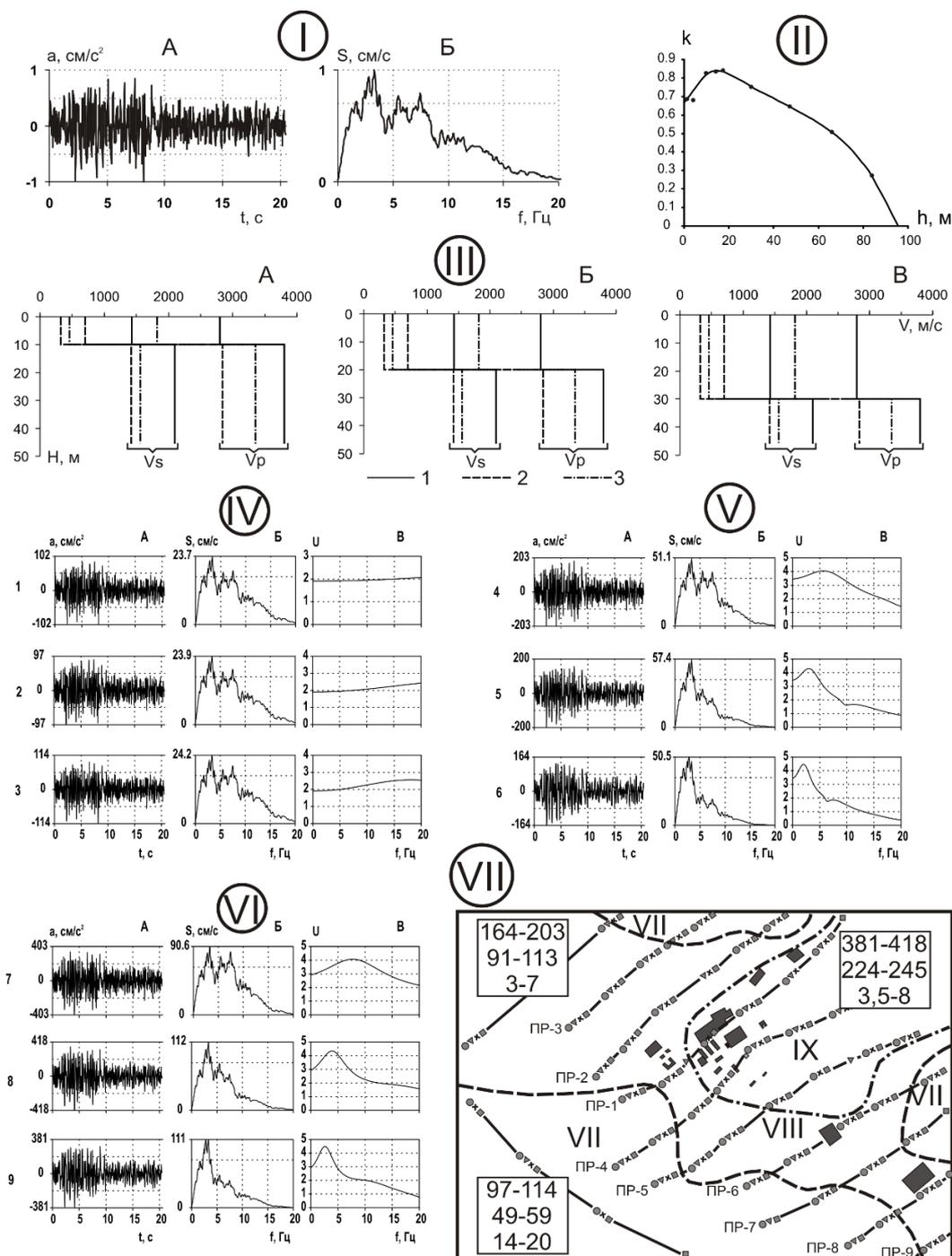


Рис. 1. Реализация методики прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений, при деградации мерзлоты, на примере сомона Уянга (Монголия)

I – сформированная акселерограмма для исходной сейсмичности района; *II* – зависимость коэффициента корреляции сейсмической опасности, рассчитанной по (pV) от эффективной мощности слоя грунтов; *III* – наиболее вероятные сейсмогрунтовые модели, для 10-ти (A), 20-ти (Б) и 30-ти (В) метров толщи рыхлых грунтов (1-коренные породы, 2-воздушно-сухие рыхлые, 3-водонасыщенные); *IV-V-VI* – результаты теоретических расчетов акселерограмм (A) их спектров (Б) и частотных характеристик (В) для построенных моделей для грунтов I, II и III категорий по сейсмическим свойствам соответственно; *VII* – карта-схема районирования параметров сейсмических воздействий для естественного и прогнозируемого состояния грунтов (в квадратах сверху вниз: ускорения в $\text{см}/\text{с}^2$ для NS компоненты, для Z компоненты и резонансные частоты рыхлой толщи в Гц).

Для выбранных площадок формирование исходных сигналов сводилось к использованию записей землетрясений, зарегистрированных местными сейсмическими станциями и полученные из опасных зон ВОЗ, рассчитывались спектры относительно сильных землетрясений они были нормированы, затем усреднялись. Отбиралась фазовая характеристика наиболее сильного землетрясения и, обратным преобразованием Фурье проводился расчет нормированной акселерограммы. При таком подходе амплитудный спектр исходного сигнала отражает все частотные особенности акселерограмм, которые соответствуют опасным зонам ВОЗ для каждой площадки [7]. Отмеченный подход имеет свои недостатки, связанные со статистикой сильных землетрясений, необходимостью усовершенствования оценки затухания спектров с расстоянием для различных типов волн и учетом повторяемости землетрясений из каждой зоны ВОЗ. Исходные сигналы (Рис. 1.1 и Рис. 2.11) масштабировались, для модели эталона, с учетом принятой исходной сейсмичности, и использовались, как исходные, для расчетов параметров сейсмических воздействий для участков, представляемых сейсмогрунтовыми моделями.

Показаны результаты расчетов в виде изменения коэффициента корреляции (k) от эффективной глубины, для которых рассчитывались средние значения Р-волн (Рис.1. 11). Начиная с глубины 4-6 м, связь между $V_{ср}$ и $A_i/A_э$ характеризуется высоким коэффициентом корреляции равным 0,67. Для глубин 12-18 м k имеет максимальные значения (0,8-0,82). С увеличением эффективной мощности он быстро уменьшается и достигает значений 0,24 при $h=80$ м. Если рассматривать на уровне 0,7, эта глубина может меняться от 7 до 30 м [4]. Отмеченные закономерности, учитывая специфику строения выбранных участков по геологическим и мерзлотным условиям, где мощность рыхлых отложений не превышает 30 м, являются значимыми при обосновании сейсмических воздействий прогнозируемых сильных землетрясений по выбранным подходам.

Для этого, построены сейсмогрунтовые модели до глубины залегания эталонных коренных пород (Рис. 1.111 и Рис. 2.111). Задача построения моделей решалась путем использования всего комплекса использованных инструментальных методов, мерзлотных и инженерно-геологических данных. Для участков «Уянга» и «Тупик» отобраны наиболее показательные модели. Они являются представительными для рыхлых грунтов различной мощности и состояния.

Результаты реализации выбранных подходов к прогнозу сейсмических воздействий при деградации мерзлоты представлены поэтапно. Для участка «Уянга» (Рис. 1.IV, V, VI), для мерзлых грунтов естественного состояния, выделяются две зоны, с сейсмичностью 7 и 8 баллов. Однако техногенные воздействия вызывают деградацию многолетней мерзлоты. В случае перехода мерзлого слоя грунтов в талое воздушно-сухое или водонасыщенное состояние сейсмическая опасность в первом случае разделяется также на два участка с сейсмической опасностью 7 и 8 баллов. Во втором случае, это приводит к разделению территории сомона на зоны, соответствующие сейсмической опасности равной 7, 8 и 9 баллам. Это наглядно представлено на совмещенной карте СМР (Рис. 1.VII).

По данным расчетных методов, преобладающие частоты колебаний рыхлой толщи в естественном мерзлом находятся в пределах 14-20 Гц. При переходе в воздушно-сухое состояние частоты, в зависимости от мощности рыхлого слоя и его сейсмических параметров, уменьшаются до 3-7 Гц. Обводненному состоянию этого же слоя соответствует интервал преобладающих частот от 3,5 до 8 Гц. Расчетные акселерограммы и спектры ускорений следующим образом характеризуют изменение физического состояния мерзлых грунтов при их деградации. В мерзлом состоянии максимальные ускорения меняются от 164-202 см/с² (исходное 97-114 см/с²), при переходе в талое воздушно-сухое состояние они, в зависимости от мощности слоя рыхлых грунтов, увеличиваются в 1,3-1,8 раза и находятся в пределах от 210 до 280 см/с². При переходе из мерзлого в водонасыщенное состояние максимальные ускорения увеличиваются и составляют 381-418 см/с².

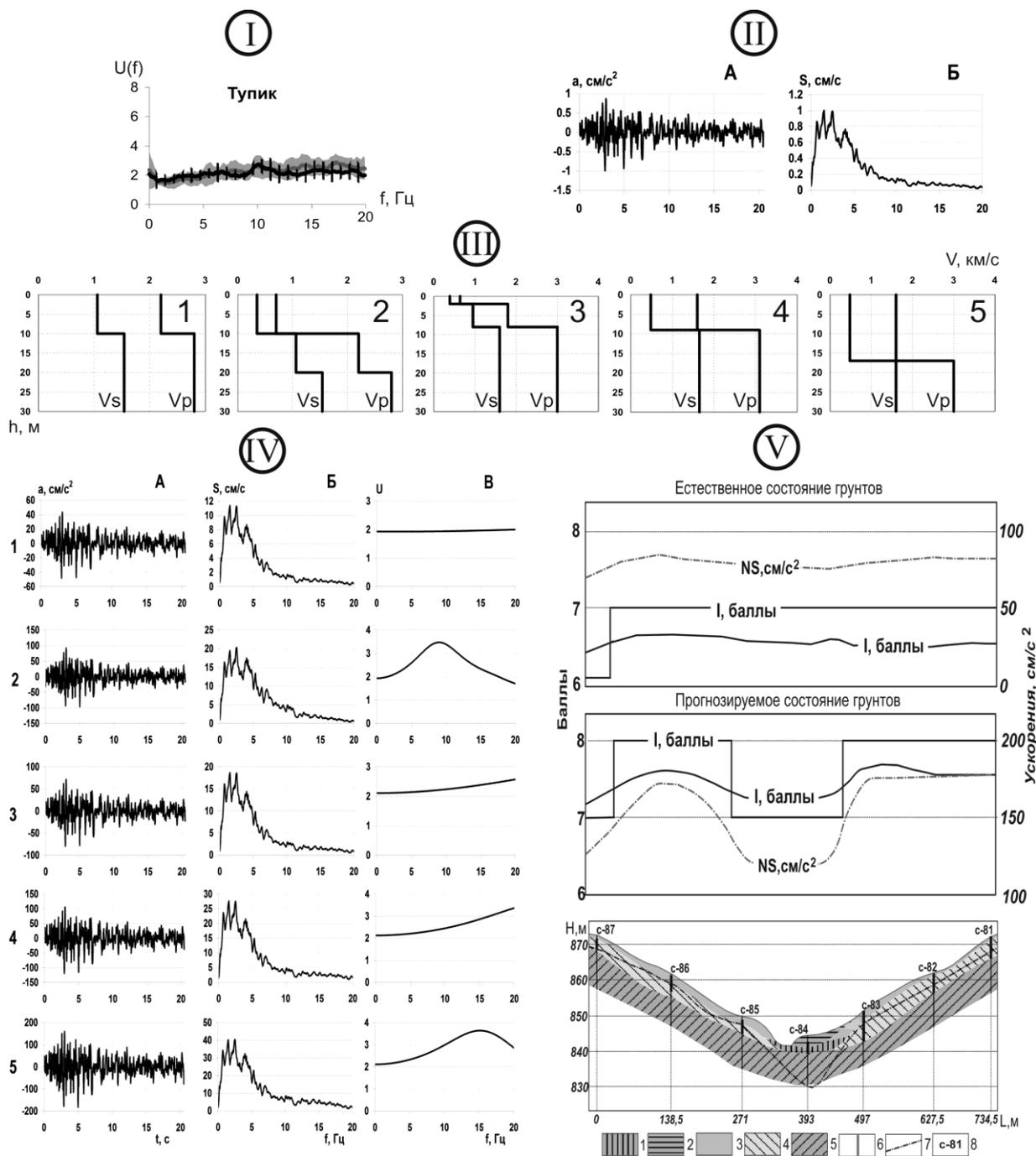


Рис. 2. Реализация методики прогноза сейсмических воздействий сильных землетрясений, при деградации мерзлоты, на примере участка строительства дамбы хвостохранилища (Восточная Сибирь)

I – годовые вариации частотных характеристик зоны сезонных колебаний температур по данным записей землетрясений; *II* – сформированная акселерограмма соответствующая исходной сейсмичности района; *III* – наиболее вероятные сейсмогрунтовые модели для основания дамбы (*1* – коренные эталонные породы; *2* – рыхлые талые неводонасыщенные грунты; *3* – мерзлые грунты; *4, 5* – водонасыщенные грунты); *IV* – результаты теоретических расчетов акселерограмм (*A*) их спектров (*B*) и частотных характеристик (*B*) для построенных моделей; *V* – сверху инженерно-сейсмологический разрез по створу дамбы для естественного и прогнозируемого состояния грунтов; снизу инженерно-геологический разрез (*1-4* – рыхлые грунты, *5* – скальный грунт, *6* – грунты насыщенные водой, *7* – граница мерзлых грунтов, *8* – скважины).

Частоты основных максимумов спектров практически не зависят от состояния грунтов. Основной максимум выделяется в интервале 2-3 Гц, уровни спектров увеличиваются при переходе от мерзлого к воздушно-сыхому и далее к водонасыщенному состоянию в 1,8-4 раза.

Для площадки «Гупик» (Рис. 2.IV), служащей основанием строящейся дамбы, сейсмическая опасность, ввиду близкого залегания коренных пород, меняется для естественного состояния грунтов в небольших пределах от 6,4 до 6,6 баллов, для прогнозируемого водонасыщенного состояния от 7,3 до 7,8 баллов. В первом случае дамбы разделяются на участки с сейсмической опасностью равной 6 и 7 баллам, во втором 7 и 8 баллам. Участкам с сейсмической опасностью 6, 7 и 8 баллов соответствуют расчетные максимальные ускорения колебаний грунтов для горизонтальной компоненты равные 48, 80-120 и 180 см/с², для вертикальной 22, 30-46 и 65 см/с². соответственно. Их распределение по створам дамб представлено на инженерно-сейсмологических разрезах (Рис. 2.V). Центральная часть дамбы, где мощность рыхлых грунтов до коренных пород занимает не более 4 м, являются лучшими в сейсмическом отношении. Сейсмическая опасность таких участков с учетом состояния грунтов отнесена к 6 и 7 баллам.

Предложенный и реализованный методический комплексный подход позволяет получать на современном уровне исследований для естественного и прогнозируемых состояний грунтов в основаниях проектируемых сооружений, набор сейсмических характеристик (акселерограмм, спектров, частотных характеристик) и основных параметров сейсмических воздействий для прогнозируемых сильных землетрясений (максимальных ускорений, преобладающих частот, максимумов спектров и резонансных частот). Отмеченный набор характеристик и параметров сейсмических воздействий соответствует современным требованиям проектировщиков и является необходимым для проектирования и строительства сейсмостойких сооружений, расположенных в различных сейсмоклиматических зонах Монголо-Сибирского Региона.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ №20-55-44011, Монголия.

Литература

- 1 Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1986. 222 с.
- 2 Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц. Сейсмичность и сейсмическое районирование территории Монголии. Иркутск, ИЗК СО РАН, ISBN 978-5-902754-47-3. 420 с.
- 3 ОСП-2015. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. "Строительство в сейсмических районах" (СП 14.13330.2011).
- 4 Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. 223 с.
- 5 Джурик В.И., Брыжак Е.В., Серебренников С.П., Ескин А.Ю. Вариации спектрального состава слоя годовых колебаний температур при землетрясениях в различных мерзлотно-сейсмических районах Восточной Сибири // Триггерные эффекты в геосистемах: сборник трудов V-й Международной конференции, Москва, 4-7 июня 2019 г. – М.: ГЕОС. 2019. – С.75-83. DOI: 10.26006/IDG.2019.5.34069.
- 6 Джурик В.И., Брыжак Е.В., Серебренников С.П. К разработке региональной методики прогноза параметров сейсмических воздействий восточного фланга Байкальской сейсмической зоны при деградации мерзлоты // Международный научно-исследовательский журнал, № 11 (89), 2019. С. 92-97. DOI: 10.23670/IRJ.2019.89.11.017.
- 7 Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Ескин А.Ю. Изучение динамических характеристик землетрясений Байкальской рифтовой зоны с целью формирования исходных сейсмических сигналов // Вулканология и сейсмология, 2015, № 5, с. 1–11.

ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА В СТРАНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПЕРИОД НЕЗАВИСИМОСТИ (1991-2019)

Мавлянова Н.Г.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук, г. Москва, Россия

Центральная Азия (ранее называлась Средняя Азия и Казахстан) простирается от Каспийского моря на Западе до Китая на востоке и от Афганистана на юге до России на севере, территория региона охватывает 4 мил км² и имеет население около 75 миллионов. Современное определение Центральной Азии (ЦА) включает пять республик бывшего Советского Союза (СССР): Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан, Туркменистан и Узбекистан. Данный регион подвержен многим стихийным бедствиям: землетрясения оползни, обвалы, лавины, сели, наводнения, прорывы высокогорных озер, а также техногенные катастрофы. По данным Центра исследований катастроф (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED)), количество природных катастроф в период между 1992 и 2019 в ЦА составила 130 [9], из них в Казахстане – 24, Кыргызстане – 31, Таджикистане – 66, Туркменистане – 3 и в Узбекистане – 6 (Рис.1). Наибольший ущерб приносят катастрофические землетрясения, и возникающие при этом вторичные процессы. Существует постоянная угроза возможных экологических катастроф вследствие разрушения хранилищ радиоактивных отходов, расположенных в районах с высокой сейсмичностью и активностью оползневых процессов

ЦА является одним из наиболее сейсмически активных регионов в мире (рис.2), в соответствии с современной картами сейсмического районирования, интенсивность сотрясений может достигать 9-10 баллов (по шкале MSK-64). По данным [2] с точки зрения геодинамики и концепции тектоники плит на территории Центральной Азии ярко проявляются результаты столкновения крупнейших плит, которое началось 50-70 млн. лет назад. Индостанский с юга и Евразийский с севера, а также более мелких Турана и Тарима. Крупнейшие горные структуры, Гималаи, до сих пор сохраняют самые высокие скорости движений – 4–5 см в год, подкачивая энергией и тем самым поддерживая высокий уровень сейсмичности на всей территории ЦА.

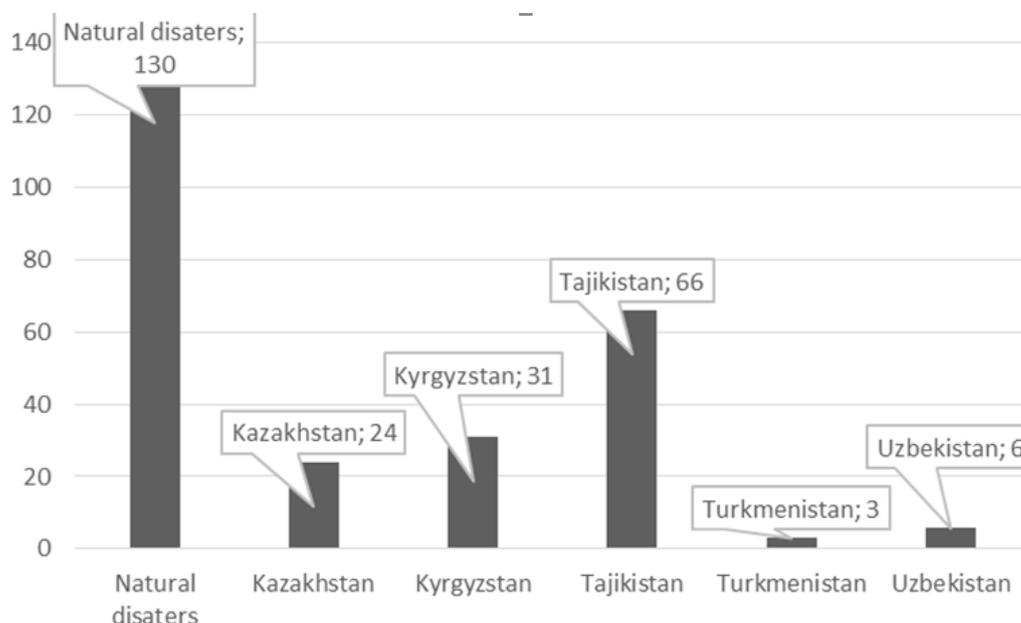


Рис. 1. Количество природных катастроф в Центральной Азии 1992-2019 гг. по данным Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED) [9]

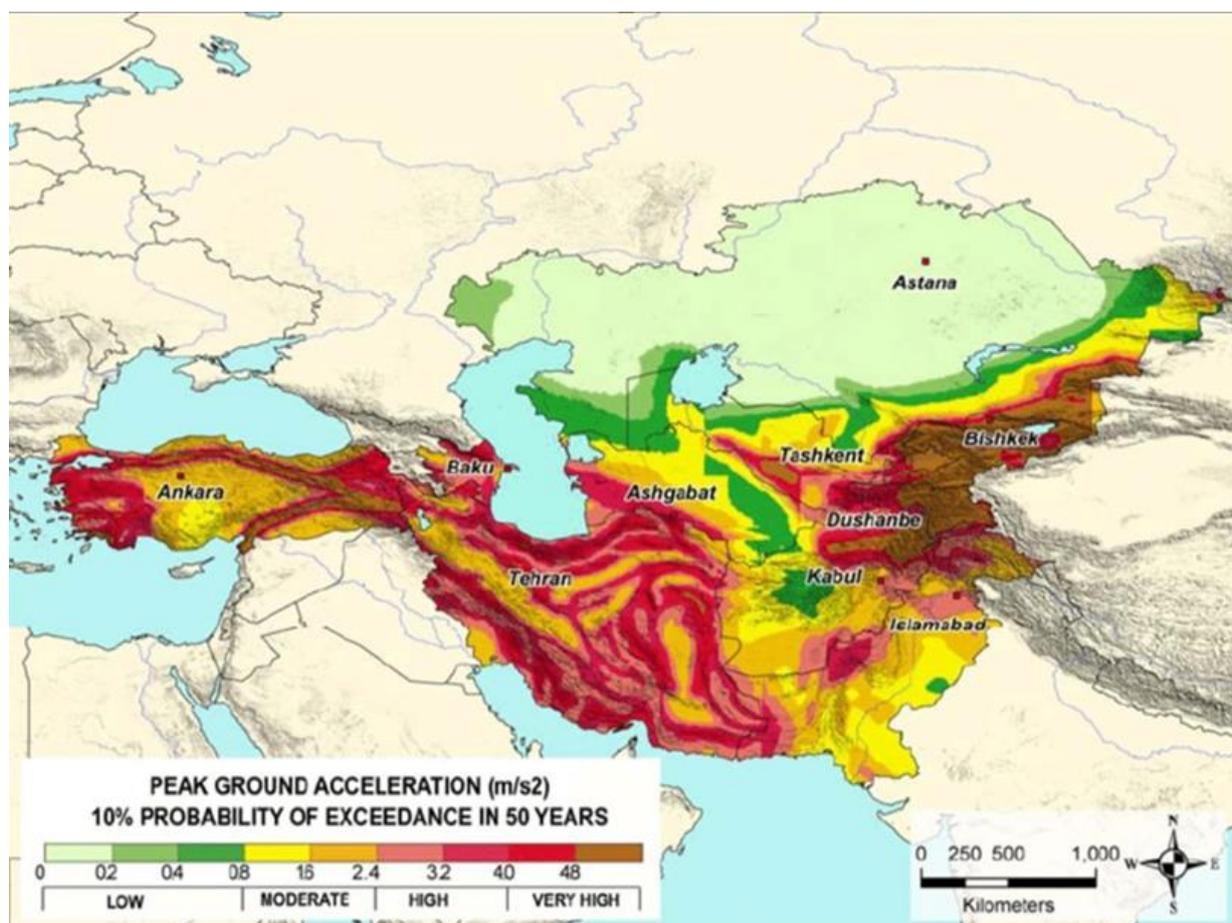


Рис.2. Оценка сейсмической опасности в регионе Центральной Азии (GSNAP)

В XX веке, сильные землетрясения с магнитудой $M > 7$ были зафиксированы на территории каждой из пяти государств ЦА (Табл. 1); они неизбежно приводили к колоссальному экономическому ущербу и огромным человеческим потерям.

Таблица 1. Катастрофические землетрясения в XX веке с магнитудой больше 7 ($M > 7$) с эпицентрами на территории Центральной Азии

№п/п	Землетрясения	Дата	Магнитуда Mw	Интенсивность по шкале MSK-64
1	Каратагское (Таджикистан)	21.10.1907	7,5	9-10
2	Кеминское (Казахстан)	03.01.1911	8,2	10-11
3	Сарезское (Таджикистан)	18.02.1911	7,8	9-10
4	Чаткальское (Кыргызстан)	02.11.1946	7,5	9-10
5	Казанджикское (Туркменистан)	04.11.1946	7,0	8-9
6	Ашхабадское (Туркменистан)	06.10.1948	7,3	9-10
7	Хаитское (Таджикистан)	10.07.1949	7,4	9-10
8	Газлийское (Узбекистан)	08.04.1976	7,0	8-9
9	Газлийское (Узбекистан)	17.05.1976	7,3	9-10
10	Газлийское (Узбекистан)	20.03.1984	7,2	9-10
11	Сусамырское (Кыргызстан)	19.08.1992	7,3	9-10
12	Балханское (Туркменистан)	06.12.2000	7,3	8

Инструментальная сейсмология в ЦА начала развиваться еще в XIX веке. В 1892 г. 14 сейсмографов Русского географического общества были установлены в г. Ташкенте (Узбекистан), а 13 июля 1901 начала работать Ташкентская сейсмическая станция - одна из старейших станций в мире, которая непрерывно действует почти 120 лет. В XX веке в связи с колоссальным строительством в республиках стала активно разрастаться сеть сейсмических наблюдений. Например, в Узбекистане до 1991 г. работало 36 сейсмических станций. До распада СССР во всех республиках обработка полученных сейсмических данных, создание каталогов и построение карт сейсмического районирования велась по единой методике. Сотрудничество сейсмологов в рамках Единой сети сейсмических наблюдений способствовало оперативному созданию каталогов землетрясений, в результате создан «Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1990 г.» (отв. ред. Н. В. Кондорская, В. И. Уломов), который был использован при расчете комплекта карт районирования сейсмической опасности территории России.

Карты общего сейсмического районирования составлялись для всей территории СССР в 1937, 1957, 1968 и 1978 годах. Последняя карта 1978 г. (ОСР-78), в создании которой участвовали в числе других, и сейсмологи ЦА, оставалась во многих республиках в качестве нормативной еще в течение нескольких десятков лет после распада СССР. Здесь следует отметить, что тяжелые уроки были извлечены из последующих разрушительных землетрясений: Спитак (1988, Армения), Зайсан (1990, Казахстан), Рача-Джавское (1991 в Грузии), Сусамыр (1992, Кыргызстан) и Нефтегорск (1995, Россия). Эти стихийные бедствия высветили недостатки карты ОСР-78 при районировании сейсмической опасности.

В 1991 г., после распада СССР, на территории ранее единой страны, образовалось 15 независимых государств, соответственно образовались новые границы, а существующие общие природные опасности стали трансграничными. В сейсмологии, как и в других отраслях науки, в это время началось разрушение сложившихся структур и научных связей между учеными стран бывшего СССР. Из-за недостаточного финансирования во многих республиках сократилось число сейсмических станций, начался отток квалифицированных кадров из научных организаций. Несмотря на все трудности начала 90-х годов, когда научно-исследовательским институтам пришлось фактически выживать в тяжелых условиях, специалисты старались продолжать исследования и сохранить мониторинговую сеть. Постепенно стали поступать предложения от зарубежных коллег о научных грантах, об установке современных цифровых сейсмических станций. Так в Казахстане, Кыргызстане и Таджикистане стала развиваться современная мониторинговая система, состоящая из комплектов цифровых сейсмических станций, предоставленных по грантам из Германии, Швейцарии, США и Канады. В Туркменистане и Узбекистане сейсмический мониторинг осуществлялся только за счет государственного финансирования. Кратко остановимся на сегодняшней ситуации состояния сейсмологии в каждой из пяти республик на 2019 г., через 28 лет обретения независимости странами ЦА.

Обычно, после сильного землетрясения в стране начинается развитие сейсмологии. Так, институты и научные центры открывались в странах ЦА после катастрофических землетрясений, произошедших в XX веке. По состоянию на 2019 г. в каждой республике действуют научно-исследовательские институты, изучающие проблемы оценки сейсмической опасности и сейсмостойкости зданий и сооружений, центры сейсмического мониторинга. В Таблице 2 приведены данные по каждой республике ЦА.

Казахстан. Институт сейсмологии Министерства образования и науки Республики Казахстан продолжает свои многолетние исследования актуальных проблем сейсмологии. Общее сейсмическое зонирование территории Республики Казахстан, выполненное институтом в 2013–2015 гг., впервые осуществлено на основе методологии, соответствующей положениям Еврокода 8 (EN 1998-1:2004) «Проектирование сейсмостойких конструкций», для применения в практике проектирования на территории Казахстана. Итогом проведенных исследований впервые для территории Казахстана стала вероятностная оценка сейсмической опасности и разработка комплекта Карт общего

сейсмического зонирования (масштаб 1: 2 500 000), отражающих 10% и 2% уровень вероятности возникновения и возможного превышения сейсмического эффекта в течение 50-летних интервалов времени, что соответствует повторяемости сейсмического эффекта один раз в 475 и 2475 лет, в баллах макросейсмической шкалы интенсивности (MSK-64) и в пиковых ускорениях грунта (в долях g) для заданных периодов повторяемости [1].

Таблица 2. Институты сейсмологии и сейсмостойкого строительства, центры сейсмического мониторинга в странах Центральной Азии

Страны Центральной Азии	Институты и организации
Казахстан	Институт сейсмологии Министерства образования и науки Республики Казахстан Казахский научно-исследовательский институт строительства и архитектуры (АО «КазНИИСА») Казахский национальный Центр Данных (КНЦД) Института Геофизических Исследований Национального Ядерного Центра Республики Казахстан
Кыргызстан	Институт сейсмологии Национальной Академии Наук Государственный институт сейсмостойкого строительства и инженерного проектирования Центрально-Азиатский Институт прикладных Исследований Земли (ЦАИИЗ)
Таджикистан	Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан Геофизическая служба Академии наук Республики Таджикистан
Туркменистан	Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана Научно-исследовательский институт сейсмостойкого строительства Министерства строительства и архитектуры Туркменистана
Узбекистан	Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан Институт сейсмостойкости сооружений Академии наук Республики Узбекистан Республиканский центр сейсмопрогностического мониторинга в составе Министерства по Чрезвычайным ситуациям

Казахский научно-исследовательский институт строительства и архитектуры (АО «КазНИИСА») – государственный научно-исследовательский и проектный институт в области развития строительства, включая районы с особо сложными инженерно-геологическими условиями и сейсмоопасные регионы. В 2017–2018 г. в рамках

государственной программы "Дорожная карта 2016-2018. "Комплекс мер по повышению эффективности работы обеспечения сейсмической безопасности Республики Казахстан" была проведена "Паспортизация объектов недвижимости г. Алматы". В 2017 г. эксперты АО "КазНИИСА" и ТОО "НИИ Алматыгенплан" обследовали 7027 зданий, из них 6547 жилых объекта, 323 школы, 246 детских садов, 89 поликлиник. В 2018 году был обследован 3131 объект недвижимости, среди них детские сады, школы и больницы, государственные учреждения. По итогам паспортизации создана база данных по сейсмической уязвимости зданий и сооружений и карт сейсмического риска г. Алматы, что позволит повысить надежность функционирования систем жизнеобеспечения, снизить ущерб наносимого зданиям и сооружениям в результате землетрясений [10].

Мониторинг сейсмических событий осуществляется в Казахском национальном Центре Данных (КНЦД) Института Геофизических Исследований Национального Ядерного Центра Республики Казахстан. Сейсмическая сеть, действующая в настоящее время – это результат международного сотрудничества при её восстановлении и модернизации и включает в себя 5 сейсмических групп, 7 трехкомпонентных станций и 2 инфразвуковых. Совместно с национальным центром данных США (AFTAC) были построены три сейсмические группы (10 элементов) Маканчи (MKAR-PS23), Каратау (KKAR) и Акбулак (ABKAR). На территории Казахстана функционируют три сейсмические станции сети консорциумов университетов IRIS (США) в Боровом (BRVK-IRIS), в Курчатове (KURK-IRIS) и в Маканчах (MAKZ-IRIS/GSN), которые в ходят в сеть ИГИ НЯЦ РК. Совместно с Германским научным центром изучения Земли (Потсдам) были установлены две сейсмические станции, одна – в Центральном Казахстане Ортау (OTUK) и вторая – на юго-востоке Казахстана Подгорная (PDG). Так же на территории г. Алматы была установлена сейсмическая станция KNDC, которая расположена в Центре данных [4].

Кыргызстан. Институт сейсмологии Национальной Академии Наук Республики Кыргызстан – ведущая научная организация, изучающая сейсмические явления на территории страны и проводящая фундаментальные и прикладные исследования по проблеме обеспечения сейсмической безопасности республики. Также включает в себя Национальную сейсмологическую службу РК. В 2011 г. составлена Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики масштаба 1:1 000 000, которая внедрена в практику сейсмостойкого проектирования, строительства и проведения превентивных мероприятий службами МЧС КР.

Государственный институт сейсмостойкого строительства и инженерного проектирования проводит оценку сейсмостойкости зданий и сооружений, Разработана национальная нормативная база по сейсмостойкому строительству, том числе: СНиП 2.01.01-93 КР. Застройка территории г.Бишкека с учетом сейсмического микрорайонирования и грунтово-геологических условий; СНиП 2.01.02-94 КР. Строительство в районах Кыргызской Республики с сейсмичностью 9 баллов. В 2011 г. принято постановление Правительства Кыргызской Республики № 523 «Сейсмическая безопасность Кыргызской Республики на 2015-2019 годы» по финансированию работ по проведению паспортизации объектов промышленности, жилья и социальной сферы.

Центрально-Азиатский Институт прикладных Исследований Земли (ЦАИИЗ) основан в 2004 г. Правительством Кыргызской Республики и Германским Центром исследований Земли г. Потсдам, Германия. ЦАИИЗ за 15 лет своего существования проводит успешные мульти-дисциплинарные научно-прикладные исследования по проблемам снижения риска стихийных бедствий, управления водными ресурсами и адаптации к глобальным изменениям в ЦА для принятия научно-обоснованных решений. Создание данного института создало благоприятные условия для международного сотрудничества в регионе.

В настоящее время в Республике Кыргызстан действуют несколько сейсмических сетей [3]: Институт сейсмологии НАН КР – 27 станций; Консорциум Университетов США (KNET), режим реального времени – 10 станций; – ЦАИИЗ, режим реального времени – 3

станции – цифровые станции Центрально-Азиатской мониторинговой сети, режим реального времени (CAREMON) – 2 станции.

Таджикистан. В 2017 г. введен в действие Закон РТ «О сейсмической безопасности», определяющий организационные, правовые, экономические и социальные основы обеспечения сейсмической безопасности в РТ. Исследования сейсмической опасности, оценка сейсмостойкости зданий и сооружений, уязвимости существующей застройки осуществляется в Институте геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан. В 2007 г. составлена карта Общее сейсмическое районирование территории Таджикистана.

С 2016 г. введена в действие новая редакция градостроительных норм и правил ГНиП 22-07-2015 «Сейсмостойкое строительство». В республике, в первую очередь в г. Душанбе, ведутся работы по оценке сейсмической уязвимости (паспортизации) существующей застройки. Начаты работы по разработке новых карт сейсмического микрорайонирования территории г. Душанбе и Хорога новые карты сейсмического микрорайонирования. Разрабатывается новая шкала интенсивности для Таджикистана [6].

Непрерывные сейсмологические, геодинамические и геодезические наблюдения проводятся Геофизической службой Академии наук Республики Таджикистан. При поддержке Швейцарского управления по развитию и сотрудничеству (ШУРС) проведены работы НПО «RMP International» по проекту «Реабилитация сети сейсмического мониторинга в Таджикистане». Швейцарское правительство через ШУРС профинансировало поставку и монтаж первых широкополосных цифровых сейсмических станций со спутниковой связью. Эти новые станции в соответствии с договоренностью с «Барки Толик» расположены так, чтобы наилучшим образом охватить районы существующих, строящихся и проектируемых ГЭС в центральной части, на юге, на севере республики и на Памире. При содействии специалистов канадской фирмы «Nanometrics» и Швейцарского Федерального Геофизического института установлена сеть цифровых широкополосных сейсмических станций. Благодаря сотрудничеству с Германским исследовательским центром Земли (GFZ, Потсдам), ЦАИИЗ (Бишкек, КР), Научно-исследовательской станцией РАН (Бишкек, КР) и Институтом геологии сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ на Памире была организована регистрация землетрясений в ждущем режиме сетью из 30 сейсмических станций «Guralp», расположенной в зоне одного из самых сейсмически активных разломов на территории Таджикистана в рамках Тянь-Шань–Памирской геодинамической программы. В результате совместных исследований удалось получить уникальные сведения, позволяющие построить профиль строения Земли до глубин 800 км, а также предложить вероятный механизм формирования сверхмощной коры и генезис мантийных землетрясений Памира [<https://www.anrt.tj>]

Туркменистан. Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана проводит фундаментальные и комплексные опытно-методические исследования в области сейсмологии и физики атмосферы. Созданная институтом в 2017 г. новая Национальная карта сейсмического районирования территории Туркменистана (НКСРТ-2017) утверждена Министерством строительства и архитектуры Туркменистана в качестве нормативного документа для социально-экономического планирования, рационального землепользования и решения задач сейсмостойкого строительства. В состав института также входит Сейсмическая служба, которая включает в себя 19 стационарных сейсмических станций и 23 передвижные сейсмические станции.

В 2017 г. запущена реализация «Проекта улучшения системы сейсмологических наблюдений на территории города Ашхабада и вокруг него» в рамках подписанного «Совместного заявления о дальнейшем развитии дружбы, партнерства между Туркменистаном и Японией». Японским агентством JICA будет передано Туркменистану современное сейсмологическое оборудование – сейсмические цифровые станции по регистрации сильных движений, а также программные средства по обработке и интерпретации полученных материалов. Намечено установить сначала 7 цифровых

сейсмических станций, комплексов аппаратуры сильных движений грунта (включая установку на высотных зданиях). Итогом работы данного Международного Проекта будет карта районирования сейсмической опасности и риска г. Ашхабада. Работы по уточнению сейсмологических условий и сейсмическому микрорайонированию включают комплексные инженерно-геологические, инструментальные геофизические и сейсмологические исследования и математическое моделирование методом расчета синтетических сейсмограмм.

В соответствии с Распоряжением Президента Туркменистана в 2018 г. был подписан Проектный Документ «Усиление национального потенциала Туркменистана по оценке сейсмических рисков, предупреждению и реагированию на потенциальные землетрясения». Проект нацелен на разработку и реализацию комплексного стратегического подхода для оценки сейсмической опасности и рисков в Туркменистане, и окажет содействие Правительству Туркменистана в усилении потенциала органов, связанных с деятельностью по подготовке и реагированию на чрезвычайные ситуации в целом. Пилотная деятельность будет отработана на территории г. Ашхабада для последующего применения успешной практики и подходов в аналогичной работе на территории других населенных пунктов Туркменистана, подверженных сейсмическим рискам. Проект, который является совместной инициативой Правительства Туркменистана и ПРООН, осуществляется в рамках механизма реализации на национальном уровне. Признавая важность снижения рисков бедствий, в том числе подготовки к чрезвычайным ситуациям и поддержки совместных усилий в этой области, Правительство Туркменистана приняло решение о выделении соответствующих финансовых средств для совместной реализации с ПРООН задач и мероприятий в рамках указанного проекта. Проект будет реализован в сотрудничестве с учеными и специалистами из ведущих научных центров по оценке и снижению сейсмического риска: Институт физики Земли РАН, Институт геоэкологии РАН, Центрально-Азиатский Институт прикладных исследований Земли, Немецкий Центр Исследования Земли [6].

Узбекистан. За последние два десятилетия в Институте сейсмологии им. Г.А. Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан карты общего сейсмического районирования разрабатывались трижды – в 2001, 2011 и 2017 гг. В разработанных картах сейсмического районирования сейсмическая опасность выражалась в баллах макросейсмической шкалы, в скоростях и в ускорениях колебаний грунта и характеризовала расчетную интенсивность сейсмических воздействий, которые для средних грунтовых условий с заданной вероятностью P ($P = 0,9$, $P = 0,95$, $P = 0,98$ и $P = 0,99$) не будут превышены в течение 50 лет. При построении последнего комплекса карт сейсмического районирования 2017 года были использованы альтернативные модели сейсмических источников и учтены неопределенности входных параметров, связанные как с неполнотой исходной сейсмологической и сейсмотектонической информации, так и с вероятностным характером сейсмического процесса и сейсмических воздействий. В качестве нормативной основы для строительства в сейсмоактивных районах Республики в марте 2019 года Министерством Строительства РУз утверждена одна из карт разработанного комплекса ОСР–2017 для вероятности $P = 0,98$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет.

В Узбекистане планируется строительство первой в ЦА атомной электростанции. Создана корпорация УЗАТОМ, которая совместно с РОСАТОМОМ будет вести строительство. Ввод АЭС в эксплуатацию запланирован на 2028 г. В начале мая 2019 г в результате проведенного комплекса сейсмологических, сейсмотектонических и инженерно-сейсмологических изысканий выбрана одна из семи альтернативных площадок для размещения АЭС. Она расположена в 70-ти километрах от города Джизака, в районе Арнасайской системы озер. Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, совместно с Институтом Физики Земли РАН, проводят исследования, направленные на оценку сейсмической опасности выбранной площадки строительства АЭС.

Институт механики и сейсмостойкости сооружений им. М.Т. Уразбаева продолжает исследования в области обеспечения сейсмостойкости зданий и сооружений. В Узбекистане для целей сейсмостойкого проектирования, все проектные институты используют сейсмический код КМК 2.01.03-96 «Нормы и правила строительства в сейсмических зонах», утвержденный правительством в 1996 г.

В целях повышения эффективности системы предупреждения и ликвидации последствий чрезвычайных ситуаций принято Постановление Президента Республики Узбекистан от 9 августа 2017 года № ПП-3190 «О мерах по совершенствованию проведения научных исследований в области сейсмологии, сейсмостойкого строительства и сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан». Согласно данному Постановлению, в составе Министерства по чрезвычайным ситуациям РУз организован Республиканский центр сеймопрогностического мониторинга. В этот центр передана вся сеть сейсмического мониторинга республики. В настоящее время функционируют и ежедневно ведут наблюдения 50 станций, из которых 40 сейсмические и 10 комплексные прогностические станции.

Правительства стран ЦА придают большое значение реализации целенаправленных мер по защите населения и территорий от сейсмической опасности, создания условий для проведения научно-исследовательских работ в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Усилия по снижению риска природных катастроф требуют значительных финансовых затрат, при этом основные расходы несет государство, как конституционно ответственное за обеспечение национальной безопасности, включая защиту населения и территорий от природных катастроф. В каждой стране ЦА в бюджет ежегодно закладываются ассигнования на расходы, связанные с ЧС, при этом фактические расходы бюджета на такие события зачастую значительно превышают запланированные.

Проблемы оценки сейсмического риска привлекают все большее внимание международного научного сообщества, а также правительственных и неправительственных организаций различных стран, расположенных в сейсмоопасных регионах планеты. Несмотря на различные интерпретации и подходы к проблемам оценки риска у различных авторов, общепризнанным является то, что концепция сейсмического риска отражает оценку потенциальных потерь при вероятных будущих землетрясениях. При этом, основными составляющими факторами, определяющими уровень риска, являются опасность и уязвимость, а также ценности, подверженные существующей угрозе. После распада СССР, в 90-х годах XX века в республиках появились свои национальные СНиПы, которые с одной стороны базировались на последнем советском СНиПе 1984 г., а с другой стороны отличались в каждом государстве. Созданы национальные карты сейсмической опасности, работа над которыми продолжается; расширяется и совершенствуются сейсмическая мониторинговая сеть.

За последние 20 лет строительная палитра возведения гражданских зданий в ЦА регионе, как в городе, так и в сельской местности, резко изменилась: появились новые строительные материалы, конструктивные системы, ранее не применяемые в строительстве. Исчезли привычные, проверенные экспериментально-теоретическими исследованиями и реальными землетрясениями конструктивные системы, практически прекратило свое существование типовое проектирование гражданских зданий. Не проводятся масштабные экспериментальные работы. Резко снизилось качество применяемых материалов. В условиях ограниченного финансирования исследовательских работ в области сейсмостойкого строительства возникает серьезная проблема при оценке сейсмической безопасности жилищно-гражданских зданий современной постройки и выработке концепций смягчения последствий землетрясений [5]. Ввиду того, что именно на сейсмоопасных территориях стран ЦА проживает большая часть населения и расположены жилые, гражданские и промышленные здания и сооружения, а также объекты инфраструктуры, проблема оценки и уменьшения сейсмического риска является особенно актуальной.

Заключение. Прогнозные оценки ученых-сейсмологов ЦА показывают высокие значения магнитуд потенциальных будущих землетрясений (8 и выше), что соответствует вероятному уровню макросейсмической интенсивности 9 и более баллов. Учитывая, что зоны с высоким уровнем сейсмической опасности совпадают с густонаселенными районами, а также принимая во внимание сейсмическую уязвимость существующих зданий и сооружений, можно констатировать, что в каждой из стран Центральной Азии существующий уровень сейсмического риска является очень высоким и последствия будущих землетрясений могут быть катастрофическими. Учитывая трансграничную природу стихийных бедствий, для адекватной оценки и уменьшения существующего уровня сейсмического риска необходима совместная координированная работа сейсмологов и инженеров, проектных и плановых организаций, органов управления различного уровня, национальных министерств по чрезвычайным ситуациям и их подразделений на местах. Необходима координация совместных усилий по снижению сейсмического риска вдоль национальных границ, что позволит идентифицировать и картировать зоны с наибольшим уровнем риска и разработать эффективную систему мероприятий по управлению риском и обеспечению готовности к будущим сильным землетрясениям как в каждой из стран ЦА, так и в регионе в целом. Для оценки сейсмической опасности и риска в каждой из стран проводятся исследования, но особую важность имеют международные трансграничные проекты, которые могут объединить в своих рамках все страны Центральной Азии.

Обзор выполнен автором на основе литературных источников, веб ресурсов организаций, упомянутых в статье, а также личного контакта с представителями научно-исследовательских институтов стран Центральной Азии.

Литература

- 1 Абаканов Т.Д., Ли А.Н., А.Б. Садыкова, Н.В. Силачева, Н.П. Степаненко Сейсмическое зонирование территории Казахстана в рамках ЕвВРОКОД-8//Матер. Докладов Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Москва 3–8 октября 2016 г.. Изд-во:Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.- 2016.- С.325-331.
- 2 Каримов Ф.К., Саломов Н.Г., Старков В.И., Старкова Э.Я., Шозиев Ш.Л. Сейсмогеофизические исследования на территории Таджикистана и проблемы прогнозирования тектонических землетрясений // ГЕОРИСК -№1.-2017.-С.30–39.
- 3 Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д. и др. АТЛАС ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЫРГЫЗСТАНА – Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. – 73 с.
- 4 Михайлова Н.Н., Аристова И.Л., Мукамбаев А.С. Унифицированный каталог землетрясений территории Республики Казахстан и прилегающих регионов (с древнейших времен до 2009 г.)-Вестник НЯЦ РК - №4. - 2015.- С.132–143.
- 5 Хакимов Ш. А. Сейсмобезопасность конструктивных систем современных жилищно—гражданских зданий Центрально—Азиатского региона // ГЕОРИСК -№1.-2017.-С.54–61.
- 6 Эсенов Э.М. От оценки сейсмического риска – к сейсмической безопасности // Строительство и архитектура Туркменистана - № 4. – 2018. – С. 24–27.
- 7 Ясунов П. Основные направления повышения сейсмической безопасности Таджикистана // Заседание Базовой организации государств – участников СНГ по проблемам технического регулирования в строительном комплексе, Душанбе, 7–9 июня 2018 г.
- 8 Tuayunov, S., Abakanov, T., Abdrakhmatov, K., Begaliev, U., Bindi, D., Charyev, M., et al. (2012): Seismic risk assessment in the countries of Central Asia. Proc. International Conference on 'Complexity in earthquake dynamics: From nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability', Tashkent, Uzbekistan 2012.
- 9 The Central Asian Disaster Database of the Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED). <https://www.emdat.be/database>. Accessed 26 March 2020.
- 10 Shokbarov Y. Assessment of seismic risk in Almaty // Proceed. of Eurasian RISK2019 conference. 22-24 May, 2019.- Baku, Azerbaijan.- P.105–106.

СОЗДАНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ СЕТЕЙ МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩАХ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ЗОНАХ 8-9 БАЛЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ УЗБЕКИСТАНА

**Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р.,
Ганиева Б.Р., Анварова С.Р.**

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

Анализ состояния систем сейсмического мониторинга, действовавших в зонах крупных водохранилищ Узбекистана, показал, что техническое состояние оборудования используемого в них требует модернизации согласно современным требованиям [1,2]. Практика исследований по гидротехническим сооружениям (Чарвак, Андижан, Гиссарак и Тупаланг), эксплуатируемым в настоящее время на территории Узбекистана и в трансграничных зонах, показала, что водохранилища, находящиеся в активных разломных зонах, наиболее уязвимы к резкой активизации сейсмичности.

Поэтому исследования по разработке проекта и создания локальных сетей мониторинга сейсмической опасности крупных водохранилищ, расположенных зонах 8-9 балльной сейсмичности Узбекистана, проведены с анализом текущего состояния этих систем. При этом, протестированы цифровые сейсмические станции, проведено измерение частот собственных колебаний нескольких плотин; определены перечень водохранилищ, на которых необходимо внедрить локальные системы сейсмологического мониторинга.

Совершенствование цифрового мониторинга сейсмичности развивалось на Чарвакском, Андижанском, Гиссаракском и Тупалангском водохранилищах. Исследованиями А.Х.Ибрагимова, Л.А.Хамидова, Ф.Ф.Зияудинова, М.А.Шукурова и И.М.Алимухамедова [1,2,3] ранее была начата работа по тестированию полного обновлению системы слежения сейсмичности в зонах указанных выше водохранилищ. За этот период системы аналоговых сейсмических станций были переведены в цифровые. Используя их результаты, нами выполнены работы по сбору информации о наиболее крупных техногенных объектах – водохранилищах Восточного и Южного Узбекистана, где имеются достоверная информация о параметрах сейсмичности в разные временные интервалы [4,5,6]. Оценка влияния Чарвакского, Андижанского, Ахангаранского, Каркидонского (Восточный Узбекистан), Гиссаракского, Пачкамарского и Тупалангского (Южный Узбекистан) водохранилищ в целом на сейсмичность районов произведена за отдельные промежутки времени [6]. Для оценки среднесрочных параметров сейсмического режима нами использованы расчеты и построены различные карты, отражающие особенности сейсмичности за отдельные периоды наблюдений. В табл.1 представлены значения угла наклона графика повторяемости для периодов, по которым строились карты эпицентров в зоне Чарвакского водохранилища.

Таблица 1. Значения угла наклона графика повторяемости и сейсмической активности в различные периоды (Чарвакское водохранилище)

Интервалы, годы	Классы К	Угол наклона $\gamma \pm \sigma$	A_{10}
1973-1999	8-11	0.48 ± 0.06	0.03
1989-1999	8-11	0.49 ± 0.09	0.02
2013-2018	7-11	0.46 ± 0.07	0.03

За различные периоды времени наклон графика повторяемости практически меняется незначительно, но ошибка определения $\gamma \pm \sigma$ увеличилась значительно. Это связано с

понижением уровня представительности землетрясений за последние годы из-за повышенного уровня техногенных помех. Значения сейсмической активности A_{10} имеют общую тенденцию к снижению. Известно, что район водохранилища отличается высокой сейсмической активностью. В базу данных включены значения параметров гамма γ и A_{10} для двух районов, рассчитанные за различные интервалы времени. Долговременные значения γ гамма и A_{10} для этих районов практически совпадают. Значения этих параметров несколько отличаются по периодам. При детальном изучении сейсмичности зоны Гиссаракского, Пачкамарского и Тупалангского водохранилищ были выявлены слабые местные землетрясения с $K=8$. Расстояние, например, между Гиссаракским и Тупалангским водохранилищами составляет менее 100 км. Проявление вышеуказанных сотрясений увеличилось со временем (2018 г.) на записях сейсмических станций, работавших в ждущем режиме, и по настоящее время (2018-2020 гг.) на записях цифровых сейсмических станций. Например, слабые сейсмические толчки активизировались в первом и втором кварталах 2018 года, когда уровень воды в водохранилищах поднялся выше отметки $H=100$ м. Наблюдалось уменьшение угла наклона повторяемости γ . То, что значение γ лежит в пределах ошибок, позволяет считать, что до роста интенсивности падения воды в водохранилищах среднедолговременное значение параметра γ графика повторяемости существенно не изменялось.

В отличие от Приташкентского района и Ферганской долины, для территории Южного Узбекистана, расположенной южнее 39° с.ш. и западнее 68° в.д. получены лишь средние значения сейсмической активности A_{10} . Для построения же карт сейсмической активности данных о землетрясениях было недостаточно, поэтому определяющее значение при оценке сейсмичности этой территории придавалось фактам уже проявившихся сильных землетрясений. Пример изменчивости параметров сейсмичности Южного Узбекистана показал, что она может определенным образом влиять на оценку локальной сейсмической опасности в зонах активного влияния водохранилищ [4,5,6].

Базируясь на изложенном выше анализе и нормах эксплуатации гидротехнических сооружений в 8-9 балльных зонах сейсмичности, эксплуатируемых в настоящее время в территории Узбекистана, составлена таблица 2, где выделен перечень водохранилищ Узбекистана, расположенных в 8-9 балльных зонах сейсмичности, на которых необходимо внедрить локальные системы сейсмологического мониторинга.

Таблица 2. Пример перечня водохранилищ Узбекистана, расположенных в 8-9 балльных зонах сейсмичности, на которых необходимо внедрить локальные системы сейсмологического мониторинга

№	Водохранилища и области, где они расположены	Состояние системы инженерно-сейсмометрических наблюдений (ИССН)		Проводимые работы
		форма записи	Количество измерительных пунктов/сейсмические станции	
1	Ахангаранское – Ташкентская область	Отсутствует	-	Построение новой системы
2	Пачкамарское – Кашкадарьинская область	отсутствует	-	Построение новой системы
3	Каркидонское – Ферганская область	отсутствует	-	Построение новой системы

Измерение собственных частот колебаний и колебаний от землетрясений на плотинах Гиссаракского, Пачкамарского, Тупалангского, Ангренского и Каркидонского водохранилищ произведено непосредственно на объектах. Волновые формы введены в базу цифровых данных (примеры оценок показано на рис.1). В результате анализа этих форм на трех водохранилищах высотой плотины более 100 метров выявлено, что на гребне плотин сейсмические колебания обогащаются гармониками, связанными с резонансными явлениями. Значения скоростей смещения на гребне во всех исследованных плотинах по сравнению с их основанием в среднем до 1,1-1,3 раз выше при слабых землетрясениях. При сильных сейсмических воздействиях это отношение не превышает 2,6 раза.

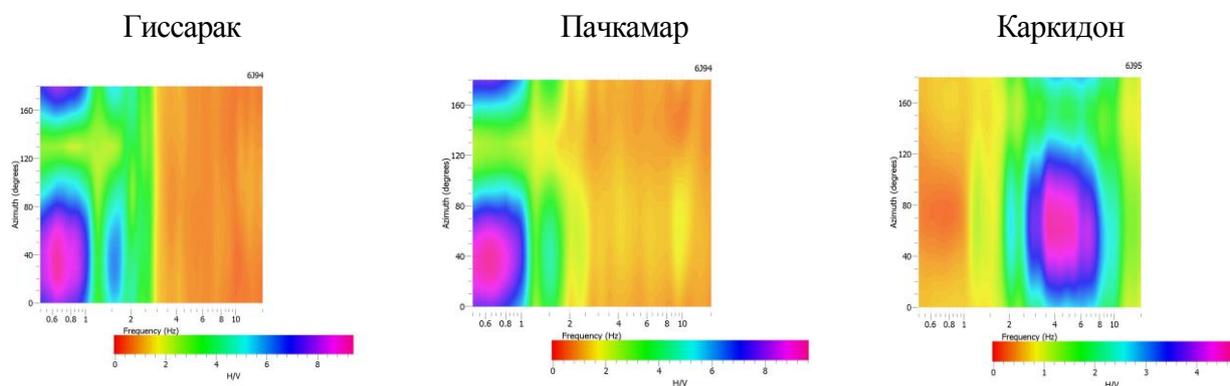


Рис.1. Примеры спектров HVSr плотин Гиссаракского, Пачкамарского и Каркидонского водохранилищ

Предложена новая конфигурация аппаратно-коммуникационной системы сейсмомониторинга. Поскольку использование аналоговых сейсмометров с длинными сигнальными линиями (до 700-900 м.), для которых сложно оценить уровень затухания полезного сигнала, и соответственно, точно определить амплитуду реальных колебаний в точке регистрации, предпочтение нужно отдать цифровым приборам.

Определены цели, задачи и планы научных исследований, разработка технического задания на создание локальных систем мониторинга сейсмичности зон крупных гидротехнических сооружений, расположенных в зонах 8-9 балльной сейсмичности Узбекистана.

Исследовано состояние баз цифровых данных частот собственных колебаний по плотинам Каркидонского (Ферганский вилоят) и Ахангаранского (Ташкентский вилоят) водохранилищ. Созданы базы цифровых данных частот собственных колебаний плотины Андижанского и Каркидонского водохранилищ. Анализируя состояние сейсмического мониторинга в крупных водохранилищах России, США, Китая, Индии, Греции, Кыргызстана, Таджикистана и других стран [7,8], изучив состояние изменчивости спектров HVSr (рис.1) (полученных методом Накамуры [9]) и собственных частот колебаний (рис.2), полученных цифровыми сейсмометрическими измерениями в крупных водохранилищах Узбекистана (табл.2), цели, задачи и графики научных исследований определены в следующем виде [5,6,9].

На гребне плотины и береговых склонов Андижанского водохранилища анализ сейсмометрических измерений при оценке динамических характеристик плотины проводился методом Накамуры [9,10].

Этот метод основан на получении отношений спектров горизонтальных компонент микросейсмических колебаний к спектру их вертикальной компоненты (отношения H/V), которые представляют собой передаточную функцию разреза грунтов на всю толщ относительно несвязного геологического материала инженерного фундамента, представляющую аналог амплитудно-частотной характеристики [11,12].

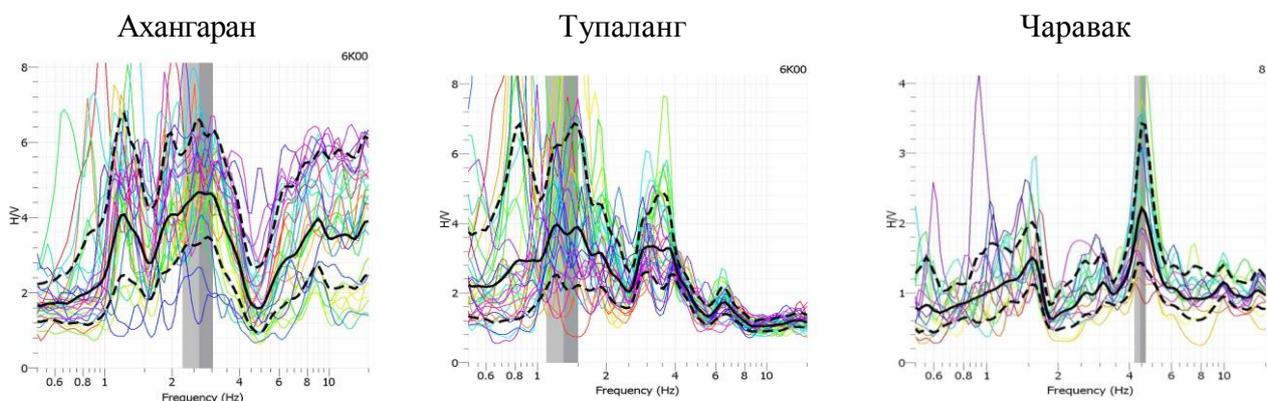


Рис.2. Пример собственные частоты колебаний плотин Ахангаранского, Тупалангского и Чарвакского водохранилищ

Исходя из вышеизложенного, основной целью разработки проекта и создания локальных сетей мониторинга сейсмической опасности в крупных водохранилищах определены следующими: обеспечение интерактивного определения колебаний плотин, береговых склонов во время сильных сотрясений; обеспечение оперативного контроля над колебаниями плотин и береговых склонов и сейсмической устойчивостью плотин в пределах установленных Государственными нормами Республики Узбекистан; режимный мониторинг сейсмичности в зонах крупных водохранилищ для локации сильных землетрясений и для сейсмомикрорайонирования территорий, примыкающих к крупным водохранилищам.

Созданы научно обоснованные технические задания для практической реализации локальных сетей сейсмологического мониторинга в водохранилищах, расположенных 8-9 балльной сейсмичности Узбекистана при полном материально-техническом обеспечении аппаратурно-коммуникационных средств согласно Приложению №3 к постановлению Президента Республики Узбекистан от 9 августа 2017 г. №ПП-3190. Оно будет реализовано согласно графику из табл.3.

Таблица 3. График проведения научно исследовательских работ в объектах водохранилищ Узбекистана, находящихся в зонах с 8-9 балльной сейсмичностью

№	Водоохранилища	Наличие ИССН	Модернизация ИССН	График проведения НИИ	
				Необходимость	Срок для реализации ИССН (в годах)
1	Пачкамарское	Плотина – нет, Региональных – 1, Береговых склонах – нет	Плотина – 8, Региональных – 1, Береговых склонах – 2	Требуется	5
2	Ахангаранское	Плотина – нет, Региональных – нет, Береговых склонах – нет	Плотина – 10, Региональных – 1, Береговых склонах – 2	Требуется	5
3	Каркидонский	Плотина – нет, Региональных – 1, Береговых склонах – нет	Плотина – 6, Береговых склонах – 2	Требуется	4

В заключении можем отметить, что разработанные технические задания по каждому из этих водохранилищ Узбекистана (проект «Автоматизированной системы сейсмометрических наблюдений на водохранилищах») состоит из состава, структурной схемы, технических требований к составленным частям и программных обеспечений. Она также предусматривает разработку конструкторской и программной документации устройств, преобразования информации и устройств ввода цифровой информации.

Работа выполнена при поддержке Академии наук и Министерства инновационного развития Республики Узбекистан (Государственная Программа прикладных исследований на 2018-2020 годы грант № ПЗ-2017091115), за что авторы выражают им свою искроенную благодарность.

Литература

- 1 Ибрагимов А.Х. и др. Сейсмометрические оценки колебаний Чарвакской плотины. // Проблемы снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК – 2012» – Восьмая международная научно-практическая конференция, 15-19 октября, 2012, Москва. – М.: Российский университет дружбы народов. – 2012. – т.1. – С.247-251.
- 2 Хамидов Л.А., Зиявитдинов К.Ф., Шукуров М.Ш. Жесткостные характеристики массивов горных пород в ближней зоне водохранилищ. // Журнал Геология и минеральные ресурсы. – 2010. – №4. – С.34-39.
- 3 Хамидов Л.А., Шукуров М.А. Локальная сейсмичность зоны деформационного влияния Гиссаракского водохранилища. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. – Материалы III Международной сейсмологической школы – Кисловодск, 20-24-октября 2008 г.- С.211-216.
- 4 Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Обеспечение мониторинга техногенной сейсмичности в зонах водохранилищ Узбекистана // XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике. – 26-30 март 2018. – Екатеринбург, Россия.- С.182-184.
- 5 Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л. Оценка колебания плотин Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ Южного Узбекистана. // Анализ, прогноз и управление природными рисками с учетом глобального изменения климата. – Десятая международная научно-практическая конференция по проблемам снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК – 2018» – 23-24 октября 2018 года. – Москва. – С.52-57.
- 6 Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л. Частота собственных колебаний плотин Резаксайского и Каркидонского водохранилищ Ферганской долины. // Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии – Международная научная конференция.- Ташкент, Узбекистан. – 15–16 октября 2018. – С.461–464.
- 7 Gupta H.K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. Earth-Science Reviews 58 (3–4), 279–310.
- 8 Kato T., Honda T., Kawato S. The seismic analysis of an earth-fill dam on thick liquefiable ground and countermeasures against a large earthquake // International Symposium on «Appropriate technology to ensure proper Development, Operation and Maintenance of Dams in Developing Countries» Johannesburg, South Africa, 18 May 2016. © SANCOLD, ISBN 978-0-620-71042-8.
- 9 Nakamura Y.A., Gurler, E. Dilek, Saita J. et al. Vulnerability investigation of Roman Coliseum using microtremor // Proceeding, 12th WCEE 2000 in Auckland. NZ. P. 1-8.
- 10 Хамидов Х.Л. Обработки записей землетрясений, полученных с помощью системы мониторинга на плотине Гиссаракского водохранилища. // Двадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике.- 18-23 марта 2019 г. г. Пермь.- С.213-217.
- 11 Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Алимухамедов И.М., Хамидов Х.Л. Возможности совершенствования системы мониторинга сейсмичности в зонах Чарвакского и Андижанского водохранилищ. // Проблемы сейсмологии.-Ташкент.-2019-№1.-С.51-60.
- 12 Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Анварова С.Г., Ибрагимов Ф.И. Результаты обработки данных за текущий период по записям землетрясений на плотине и береговых склонах Чарвакского водохранилища. // J.Seysmologiya tuammolari.-№1 (2),-2020.-С. 50-64.

НАЦИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРКМЕНИСТАНА

Ходжаев А., Аннагулыева Э.М.

*Институт Сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана,
г. Ашхабад, Туркменистан*

Новая концепция развития страны предусматривает создание для населения высочайшего уровня комфорта и безопасности проживания, что отражено в Государственной программе социально-экономического и научного развития Туркменистана на 2019-2025 годы, где определён постепенный переход к инновационным технологиям, способным обеспечить их устойчивое развитие в будущем.

Актуальность: Существенное развитие сейсмостойкого строительства привело к необходимости создания более строгих методов оценки интенсивности сильных землетрясений, нежели это делается на основе современных сейсмических Шкал, базирующихся преимущественно на качественных данных макросейсмических наблюдений. Введение строгих количественных критериев оценки интенсивности землетрясения является основной и главной задачей современной инженерной сейсмологии.

Цель: Разработка Национальной Шкалы сейсмической интенсивности, учитывающей региональные особенности и количественные характеристики сейсмических колебаний грунтов при сильных и ощутимых землетрясениях Туркменистана.

Задачи:

- изучить имеющиеся макросейсмические, инструментальные и другие Шкалы интенсивности землетрясений для разработки Национальной Шкалы применительно к условиям Туркменистана;
- провести анализ материалов инструментальных и макросейсмических обследований последствий сильных землетрясений Туркменистана;
- выработать критерии определения сейсмического балла применительно к региону.

Ожидаемые результаты: Шкала сейсмической интенсивности, где учтены региональные особенности и количественные значения параметров сейсмических колебаний грунтов, рассчитанных на основе данных сильных и ощутимых землетрясений Туркменистана.

Новизна: В Туркменистане впервые разработана Шкала сейсмической интенсивности, учитывающая региональные особенности и количественные характеристики сейсмических колебаний грунтов.

Полезность для производства: Национальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана позволит разработать нормы для расчёта проектируемых зданий и сооружений на сейсмостойкость и для выработки превентивных мер по снижению сейсмического риска.

Интенсивность землетрясений оценивается в сейсмических баллах, для энергетической классификации землетрясений пользуются магнитудой (например, Шкала Рихтера). Для оценки интенсивности плохо изученных процессов используются Шкалы балльности. Поскольку оценку воздействий в баллах нельзя непосредственно использовать при инженерных расчётах, Шкалы, кроме описательной части, содержат и инструментальную часть, в которой приводятся среднестатистические оценки значений параметров сейсмических колебаний, соответствующих той или иной интенсивности. Изучения последствий сильных и разрушительных землетрясений показывают, о необходимости корректировки к Шкалам интенсивности землетрясения, учитывающие региональные особенности. После происшедших сильных землетрясений, такие страны как Российская Федерация, Республика Казахстан, Республика Узбекистан, Республика

Таджикистан и другие государства, входящие в состав Содружества Независимых Государств (СНГ), создали свою Национальную Шкалу интенсивности землетрясения и начали внедрять её в производство [1, 2, 3, 4, 5, 6].

Туркменистан расположен в Центрально-Азиатском регионе, который характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением и высокой сейсмичностью, где даже в относительно спокойных в настоящее время в геологическом отношении районах в прошлом происходили и не исключены в будущем землетрясения различной интенсивности. Территория Туркменистана, большинство его городов и селений расположены в зоне достаточно высокой сейсмичности, оценивающийся в пределах от 6 до 9-10 баллов. Все эти разновидности представлены на нормативной «Карте общего сейсмического районирования (ОСР) территории Туркменистана». Для столицы (город Ашхабад) и других городов страны их сейсмические условия, в зависимости от инженерно-геологических и других факторов, отражены в «Картах сейсмического микрорайонирования (СМР)», дающие детальную, в масштабе населенного пункта (1:10000 или 1:25000), оценку возможных параметров сотрясений в виде расчётного балла для каждого отдельного участка, выделенного на территории города по совокупности гидрогеоморфологических и инженерно-геологических особенностей строительных площадей [7, 8, 9].

В настоящее время в Туркменистане в качестве расчёта сейсмической нагрузки используется Шкала MSK-64 и последующие её модификации. Она не может быть чисто описательной, так как отсутствуют физические параметры воздействия (ускорение, скорость, смещение, длительность, период, спектры сейсмических колебаний). Для составления инструментальной части Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана оценены и характеризованы некоторые параметры сейсмических колебаний грунтов по данным землетрясений, зарегистрированных на территории Туркменистана. Разработанная Национальная Шкала сейсмической интенсивности Туркменистана позволяет количественно оценить сейсмическую опасность региона по ускорениям, скоростям, смещениям колебаний, что применимо для общего, детального и микросейсмического районирования территории, удобно проектировщикам и строителям при расчётах зданий и сооружений на сейсмостойкость [10].

При разработке Национальной Шкалы сейсмической интенсивности учтены [10, 11]:

- 1) явления остаточной деформации грунта (разжижение, трещины в грунтах и т.д.);
- 2) факторы гидровулканов (грязеизвержения, суспензионное состояние грунтов и т.д.);
- 3) использованы характеристики трещин в грунтах, полученные при обследовании эпицентральных зон сильных землетрясений;
- 4) результаты анализа макросейсмического эффекта степени воздействия сотрясений на здания и сооружения;
- 5) значения интенсивности и её сопоставления с параметрами трещин (глубина, ширина и длина трещины и т.д.);
- 6) сведения о повреждении подземных сооружений и коммуникаций (водо-газо-нефте-трубопроводов и т.д.) при землетрясениях;
- 7) признаки поворота грунтов при землетрясениях (крутизна и др.);
- 8) геологический фактор, выход тектонического разрыва на поверхность;
- 9) результаты анализа связи сейсмической интенсивности с гидрогеологическими условиями, определяемым уровнем залегания грунтовых вод (УГВ), водонасыщенностью грунтов.

Основными параметрами, описывающими какой-либо сигнал, считается следующие параметры [12]:

A_{max} – максимальная амплитуда, характеризующая интенсивность сигнала;

M_A – функция, характеризующая амплитудную модуляцию, т.е. форму огибающей колебаний;

ω_0 – несущая частота колебаний;

M_ω – функция, характеризующая частотную модуляцию колебаний.

Основные параметры, характеризующие сейсмические колебания грунта [13]:

- 1) максимальная амплитуда колебаний – A_{max} ;
- 2) соответствующий ей период колебаний – T ;
- 3) длительность сейсмических колебаний – d ;
- 4) спектр реакции – S .

Связь параметра A сейсмического колебания грунта с интенсивностью (I) землетрясения [14]:

$$\begin{aligned} \lg A_x, \text{ см} &= 0,54 I - 3,52 - \text{ для смещения;} \\ \lg A_v, \text{ см/сек} &= 0,44 I - 2,07 - \text{ для скоростей;} \\ \lg A_a, \text{ см/сек}^2 &= 0,30 I - 0,08 - \text{ для ускорений.} \end{aligned}$$

Связь параметра A сейсмического колебания грунта с магнитудой (M) и эпицентральной расстоянием (R) землетрясения [15]:

$$\begin{aligned} \lg A_x, \text{ см} &= 0,97 M - 2,2 \lg R - 2,10 \pm 0,53 - \text{ для смещения;} \\ \lg A_v, \text{ см/сек} &= 0,88 M - 2,2 \lg R - 1,15 \pm 0,28 - \text{ для скоростей;} \\ \lg A_a, \text{ см/сек}^2 &= 0,79 M - 2,2 \lg R + 0,80 \pm 0,28 - \text{ для ускорений.} \end{aligned}$$

Связь параметра T сейсмического колебания грунта с классом энергией (K), магнитудой (M) и эпицентральной расстоянием (R) землетрясения [13, 15]:

$$\begin{aligned} \lg T_x, \text{ сек} &= 0,11 K + 0,26 \lg R - 1,58 - \text{ для смещения;} \\ \lg T_v, \text{ сек} &= 0,16 M + 0,26 \lg R - 1,62 - \text{ для скоростей;} \\ \lg T_a, \text{ сек} &= 0,20 M + 0,25 \lg R - 2,00 - \text{ для ускорений.} \end{aligned}$$

Связь параметра d сейсмического колебания грунта с классом энергией (K), магнитудой (M) и эпицентральной расстоянием (R) землетрясения [13, 15]:

$$\begin{aligned} \lg d_x, \text{ сек} &= 0,13 K + 0,50 \lg R - 1,52 - \text{ для смещения;} \\ \lg d_v, \text{ сек} &= 0,19 M + 0,64 \lg R - 1,56 - \text{ для скоростей;} \\ \lg d_a, \text{ сек} &= 0,20 M + 0,50 \lg R - 1,50 - \text{ для ускорений.} \end{aligned}$$

Формула характеристики спектров реакции S [12, 13]:

$$\alpha S = \lg (\alpha T_{л} / \alpha T_{п}),$$

где, αS – полная логарифмическая ширина спектра на уровне α ; $\alpha T_{л}$, $\alpha T_{п}$ – крайние левый и правый периоды на том же уровне.

Характеристики асимметрии спектров реакции [12, 13]:

$$\alpha S_{л} = \lg (\alpha T_{л} / T_p), \quad \alpha S_{п} = \lg (T_p / \alpha T_{п}),$$

где, $\alpha S_{л}$, $\alpha S_{п}$ – левая и правая логарифмическая полуширины спектра на уровне α ; T_p – резонансный период.

Характеристические значения полной логарифмической ширины спектров землетрясений по смещениям [13]:

$${}_{-0,15}^{+0,22} 0,7S^X = 0,29 (\sigma \pm 0,20), \quad {}_{-0,20}^{+0,22} 0,5S^X = 0,52 (\sigma \pm 0,21), \quad {}_{-0,20}^{+0,25} 0,3S^X = 0,76 (\sigma \pm 0,23),$$

где, в скобках указаны их среднеквадратичные отклонения.

Характеристические значения полной логарифмической ширины спектров землетрясений по скоростям [13]:

$${}_{-0,17}^{+0,21} 0,7S^V = 0,40 (\sigma \pm 0,20), \quad {}_{-0,30}^{+0,26} 0,5S^V = 0,78 (\sigma \pm 0,25), \quad {}_{0,31}^{+0,25} 0,3S^V = 1,10 (\sigma \pm 0,25),$$

где, в скобках указаны их среднеквадратичные отклонения.

Формулы характеристики средней формы спектра реакции [12, 13]:

$$\begin{aligned} \lg (Y / Y_{max}) &= [0,68 \lg (w / w_o)] / S_y - \text{ для низкочастотных,} \\ \lg (Y_{max} / Y) &= [0,53 \lg (w / w_o)] / S_y - \text{ для высокочастотных,} \end{aligned}$$

где, U – измеряемые уровни спектров; U_{max} – максимальный уровень спектров; w – частоты, соответствующие измеряемым уровням спектров; w_o – частоты резонансные, соответствующие максимальным уровням спектров.

Здесь $S_U = I_g (w_{в.ч.} / w_{н.ч.})$ – полная логарифмическая ширина спектра реакции на уровне $K = 0,5$ от максимального значения, где, $w_{в.ч.}$ – значения высоких частот; $w_{н.ч.}$ – значения низких частот.

Ниже, в таблице 1 показана корреляция максимальных значений ускорений (Aa), скоростей (Av) и смещений (Ax) сейсмических колебаний грунта с интенсивностью (I) землетрясений для условий Туркменистана [16].

Таблица 1.

I , баллы	3	4	5	6	7	8	9	10
Aa , см/сек ²	-	19	38	76	152	304	608	-
Av , см/сек	-	0,5	1,4	3,9	10,9	30,7	86	-
Ax , см	0,013	0,045	0,15	0,52	1,8	6,0	20	70

В таблице 2 показана корреляция значений ускорений (Aa) сейсмических колебаний грунта, а также соотношение (H/V) между амплитудами горизонтальной (H) и вертикальной (V) компонентах с интенсивностью (I) землетрясения используемых в различных странах мира [5, 6, 17, 18, 19, 20].

Таблица 2.

I , баллы	Aa , см/сек ² [5, 6]	Aa , g [18]	H/V [5, 19]	H/V [18]
7	110	0,1	0,54	0,70
8	280	0,2	0,74	
9	700	0,4	0,90	

В работе [21] отмечается невозможность экстраполяции данных по слабым землетрясениям в область сильных движений и обозначают границу между слабыми и сильными движениями грунта, которые соответствуют значения ускорения 100-200 см/сек². По данным других авторов [11, 16, 19] границе очага соответствует ускорение около 170 см/сек², при интенсивности землетрясения 7,5 баллов.

Таблица 3.

I , баллы	Ax , см	Av , см/сек	Aa , см/сек ²
1	0,00105	0,0234	1,66
2	0,00363	0,0645	3,32
3	0,01257	0,1777	6,61
4	0,04365	0,4897	13,19
5	0,1513	1,35	26,31
6	0,5247	3,72	52,49
7	1,82	10,24	104,72
8	6,31	28,19	208,95
9	21,88	77,63	416,92
10	75,87	213,84	831,82
11	263,05	588,92	1659,62
12	912,22	1622,07	3311,52

В таблице 3 показано соответствие инструментальных данных значений ускорений (Aa), скоростей (Av) и смещений (Ax) сейсмических колебаний грунта с интенсивностью (I) землетрясения по Шкале MSK-64 для условий Туркменистана [14].

Выводы. Комплексное изучение и анализ различных международных и национальных Шкал стран мира позволяют сделать следующие выводы и рекомендации:

1. Установлена корреляционная зависимость между интенсивностью землетрясения и амплитудами ускорений, скоростей, смещений сейсмических колебаний грунта при ощутимых и сильных землетрясениях для условий Туркменистана.

2. Составлена инструментальная часть Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана.

3. Полученные данные позволяют рекомендовать использование Национальной Шкалы сейсмической интенсивности для разработки и расчёта проектируемых зданий и сооружений на сейсмостойкость на территории Туркменистана.

Литература

- 1 Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 151–162.
- 2 Artikaev F.F. On the correlation of MM – intensity with parameters of ground shaking // Program 7 the European Conference On Earthquake. Athens, 1982. P. 117-126.
- 3 Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент: Фан, 1989. 295 с.
- 4 Шебалин Н. В., Аптикаев Ф. Ф. Развитие шкал типа MSK // Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС, 2003. Вып. 34. С. 210–253.
- 5 Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная сейсмическая шкала. М.: Наука и образование, 2012. 176 с.
- 6 ГОСТ Р 57546-2017. «Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности».
- 7 Эсенев Э.М., Ходжаев А. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов Туркменистана. Ведомственные строительные нормы Туркменистана (ВСН 01-05). // Официальное издание Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 2005. 42 с.
- 8 Национальная карта сейсмического районирования Туркменистана. // Фонды Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 1999.
- 9 Строительные нормы Туркменистана (СНТ 2.01.08-99*). Строительство в сейсмических районах. Раздел 1. // Официальное издание Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 2009. 43 с.
- 10 Разработка и внедрение Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана (руководитель проекта – А. Ходжаев). Научно-технический отчёт. // Фонды Министерство строительства и архитектуры Туркменистана. Ашхабад, 2014. 67 с.
- 11 Agayeva L., Hojayev A. The development of national seismic intensity scale of Turkmenistan. Acta of Turin Polytechnic University in Tashkent / Editor in-chief DSc. O.N. Ruzimuradov. Tashkent, 2017. Edition 7. P. 70-73.
- 12 Аптикаев Ф.Ф. Параметризация записей сейсмических колебаний // Очаговые зоны и колебания грунта. Вопросы инженерной сейсмологии (ВИС). М.: Наука, 1981. Вып. 21. С. 3-7.
- 13 Ходжаев А. Прогноз параметров сейсмических колебаний грунтов при землетрясениях Туркменистана. Диссертационная работа кандидата физико-математических наук. Ашхабад: Институт Сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана. 2016. 124 с.
- 14 Ходжаев А. Национальная Шкала сейсмической интенсивности для землетрясений Туркменистана (инструментальная часть) // Наука и техника в Туркменистане. Ашхабад, 2019. № 5. С. 97-102.
- 15 Гарагозов Дж. Сильные движение при землетрясениях и проблемы оценки сейсмической опасности. Материалы Международной научно-практической конференции «Урбанизация и

- Землетрясения», посвященной 50-летию Ашхабадского землетрясения 1948 года / Под ред. Гаипова Б.Н. Ашхабад, «Дамана», 1999. С. 79–85.
- 16 Ходжаев А. Инструментальная часть Национальной Шкалы сейсмической интенсивности Туркменистана // Наука и техника в Туркменистане. Ашхабад, 2018. № 4. С. 74-77.
- 17 Аптикаев Ф.Ф. Противоречия и ошибки в строительных нормах // Геориск-2018. – М.: РУДН, 2018. Т.2. С.10-15.
- 18 СП 14.13330. «Строительство в сейсмических районах».
- 19 Mikhailova N.N., Aptikaev F.F. Some Correlation Relations between Parameters of Seismic Motions // Journal Of Earthquake Prediction Research. Moscow-Beijing, 1996. Vol. 5. № 2. P. 257-267.
- 20 Murphy J., O'Brien L. The correlation of peak acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters // BSSA. 1977. Vol. 67. № 3. P. 877-915.
- 21 Bersenev I.A., Kuo-Liang Wen. Nonlinear Soil Response – A Reality? // BSSA. 1996. Vol. 86. № 6. P. 1966-1978.

УДК 550.343.4

О ДЕТАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ В ТУРКМЕНИСТАНЕ

Эсенов Э.М.

НИИ Сейсмостойкого строительства Министерства строительства и архитектуры Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан

На территории Туркменистана, а также в приграничных районах Юго-западного Казахстана, Западного Узбекистана и Северного Ирана за 4000-летний период наблюдений известен ряд сильных и катастрофических землетрясений. Данные о них содержатся в мировых каталогах, почерпнутых из исторических хроник, рукописей, газетных сообщений или получены в результате макросейсмического обследования последствий подземной стихии и специальных инструментальных сейсмологических исследований [7].

Изучение сейсмичности в Туркменистане связано с проведением сейсмо-геофизических работ по двум направлениям:

- исследование долговременной сейсмической опасности и составление карт районирования по данному признаку различной детальности;
- контроль сейсмической обстановки в зонах возможных сильных землетрясений и оценка места, силы и момента реализации события.

Они определяют уровень мер, принимаемых для оценки сейсмического риска, и связанного с ним, гарантии безопасности населения, обеспечения сейсмостойкости зданий и сооружений, рационального планирования и строительства важных народно-хозяйственных объектов в сейсмоактивных зонах страны.

Основу данного доклада составил отчет [13] о НИР по анализу карт ОСР, ДСР и СМР в Туркменистане, выполненного в рамках совместного проекта Программы Развития ООН (ПРООН) в Туркменистане и Института сейсмологии и физики атмосферы Академии Наук Туркменистана: «Усиление национального потенциала Туркменистана по оценке сейсмических рисков, предупреждению и реагированию на потенциальные землетрясения».

Изучение последствий подземной стихии XIX века способствовало зарождению сейсмологии в России. Члены Императорского Русского географического общества (ИРГО) проф. И.В.Мушкетов и А.П.Орлов [9] составили первый каталог землетрясений, произошедших на территориях Российской империи и сопредельных стран. В этом классическом труде, не утратившим своей ценности и по сей день, впервые встречаются сведения о землетрясениях на территории Центральной Азии. Существенный вклад в развитие мировой сейсмологической науки внес академик РАН Б.Б.Голицын [5]. Благодаря инициативе ИРГО в 1893 году в Асхабаде, Мерве (Мары) и Красноводске (ныне –

г.Туркменбаши), установили сейсмоскопы, фиксирующие подземные толчки и указывающие ориентировочное направление прихода сейсмической волны. Инструментальная регистрация удаленного землетрясения впервые была осуществлена в 1899 г [8].

Развитие известного принципа – от очагов землетрясений, зарождающихся в глубинных слоях Земли, к сотрясениям на ее поверхности – лежит в основе оценки степени сейсмической опасности. В зависимости от размеров территории, класса объектов, целей и задач существует три вида сейсмического районирования территорий: общее (ОСР), детальное (ДСР) и микросейсмическое (СМР), различающиеся масштабами и методами исследований (таблица).

В 1999 и 2016 годах Институтом сейсмологии АНТ были разработаны новые нормативные карты ОСР Туркменистана М 1:2500000. Основное содержание работ изложено в виде тезисов докладов на конференции «Урбанизация и землетрясения», посвященной 50-летию Ашхабадского землетрясения 1948 года [3] и в последующем [1]. Карта 1999 года вошла в состав строительных норм Туркменистана в сейсмических районах СНТ 2.01.08-99*. Балханское сильнейшее землетрясение 2000 года вынудило пересмотреть предыдущие результаты, полученные согласно методике Ю.В. Ризниченко [11] и рекомендациям В.И.Уломова [12].

Цели, задачи и методы ОСР, ДСР и СМР

Общее сейсмическое районирование (ОСР)	Детальное сейсмическое районирование (ДСР)	Сейсмическое микрорайонирование (СМР)
МАСШТАБ КАРТЫ		
1:1000 000	1:200 000	1:5000
1:2500 000	1:500 000	1:10000
1:10 000 000	1:1000 000	1:25000
ЦЕЛЬ ИССЛЕДОВАНИЙ –		
Разработка соответствующих карт оценки и районирования сейсмической опасности		
ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ		
Территория страны, крупного геотектонического и геоморфологического комплекса	Территории регионов, промышленных районов, особо ответственных объектов, веляатов	Территории городов, АПК, строительных площадок перспективной застройки, ответственных сооружений
ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ		
Изучение сейсмического режима, геолого-тектонических и геоморфологических условий, макросейсмических последствий землетрясений	Изучение очаговых и сейсмогенных зон, характеристик сейсмоколебаний, макросейсмического эффекта	Изучение сейсмогенных зон, микрогеотектонических условий, сейсмических свойств грунтов и оценка приращений и расчетной сейсмичности (балльности)
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ		
Сеймотектонические, геолого-геофизический мониторинг, геодезические, геоморфологические и макросейсмические методы исследований	Сейсмологические сеймотектонические, геотехнические, геолого-геофизические, геодезические и макросейсмические	Инженерно-геологические, гидрогеоморфологические, инженерно-геофизические, макросейсмические, локальная сеймотектоника, техногенный прессинг

Основная задача ДСР – уточнение и прогноз сотрясаемости на основе учета выявленных сейсмогенных зон и влияния местных факторов. Как считает И.Е.Губин [6]: «... Объективная дифференция сейсмической опасности достигается только тогда, когда геолого-геофизические, сейсмические и другие данные не формально, а по существу учитываются, причем в тесной генетической взаимосвязи» – в равной степени относится ко всем видам сейсмического районирования.

Территория Ашхабадской агломерации является одной из перспективных для высокоэффективного развития промышленности, сельского хозяйства и градостроительства. Вместе с тем, значительная ее часть относится к области высокой сейсмичности. Согласно карте ОСР район отнесен к Ашхабадской сейсмоактивной зоне, где возможны сотрясения с максимальной интенсивностью в 9 баллов и более. Свидетельством активности сеймотектонической обстановки региона является [2] наличие передового разлома и серии поперечных к нему разломов, возникновением по ним тектонических напряжений, разрядкой их при сейсмических событиях. Только за последние 100 лет в регионе произошло несколько сильных землетрясений: Ширвано-Кучанские 1871, 1872 гг.; Кучанские 1893, 1895 гг.; Боджнурдские 1879, 1924 гг. – на территории Ирана; а также Красноводское 1895 г., Гермабские 1929, 1947, 1948 гг.; Ашхабадские 1948, 1968 гг, Балханское 2000г и др. – в Туркменистане.

По материалам инженерных изысканий составлена карта инженерно-геологического районирования, как основа схемы ДСР территории Ашхабадской агломерации (рис.1). Используются макросейсмические данные, результаты инженерно-геологической съемки М1:500000 и опыт исследования реакции грунтов на сотрясаемость [4]. При всей ее схематичности, отсутствии геофизических, сейсмологических и других данных, схема ДСР (рис.1) в первом приближении дает представление о степени сейсмической опасности Ашхабадского региона, где выявлены зоны сейсмичности менее 9, исходной 9 и более 9 баллов.

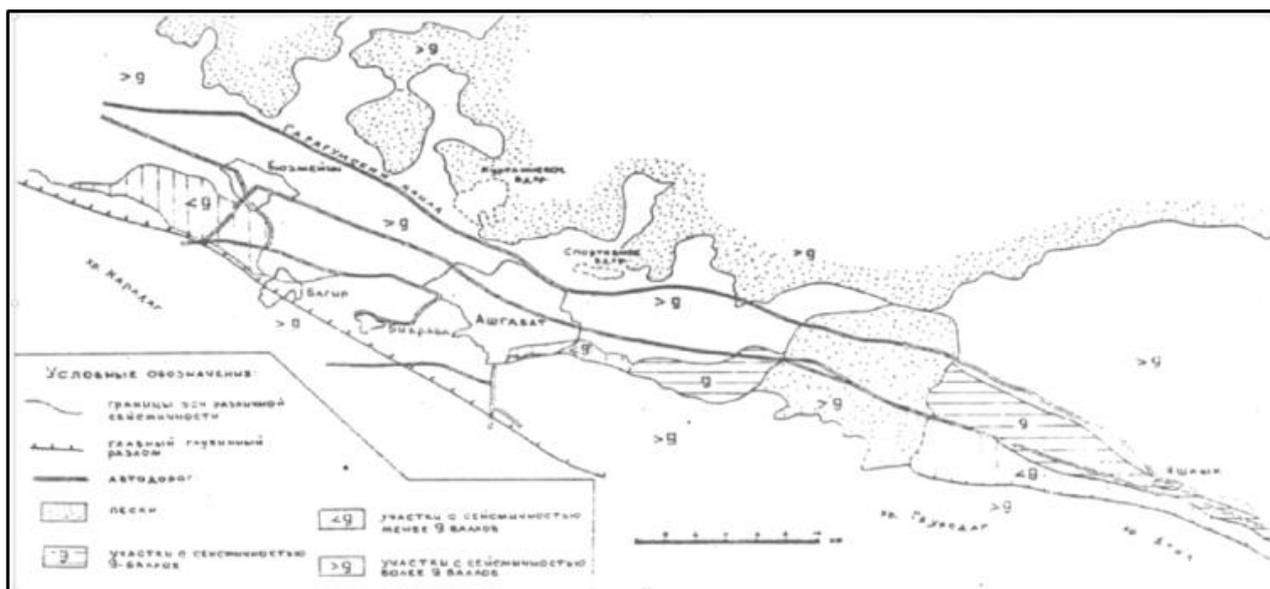


Рис. 1. Карта-схема ДСР Ашхабадской агломерации

В 2002 году Институтом сейсмологии и физики атмосферы АН Туркменистана разработана карта ДСР Балканского велаята (бывшая Красноводская область). Составителями и авторами отчета о НИР стали Безменова Л.В., Воронцова Э.С., Гаипов Б.Н., Гарагозов Дж., Голинский Г.Л., Карцева Л.А., Мурадов Ч.М., Петрова Н.В. и Рахимов А.Р. В её основу легли результаты комплекса сейсмологических, макросейсмических, тектонических и геолого-геофизических исследований, определившие содержание карты максимальных амплитуд. В состав карты ДСР ввели три новых элемента:

- очаговые (сейсмогенные) зоны разрушительных землетрясений;
- вероятность таких толчков для различных отрезков времени;
- прогноз инструментальных характеристик колебаний.

Предполагается, что сейсмогенные зоны с учетом магнитуды, ожидаемых в них землетрясений, глубины очага, записей колебаний и эпицентрального расстояния, смогут служить базой для прогноза инструментальных характеристик разрушительных колебаний. Впервые такой опыт был поставлен на территории западной Туркмении [10], где наиболее опасными и неблагоприятными для строительства отмечены зоны сейсмических разрывов (рис.2).

Основу карты ДСР-2002 Балканского вelayата составили данные оценки периодов сотрясений с $I > 9,8,7$ и 6 баллов при фиксированном периоде повторяемости сотрясений $T=1000$ лет. На ней обозначены (рис.2):

1. Зоны интенсивности проявления землетрясений на поверхности с шагом в 0,5 балла: $I=9(\pm 0.5)$; $8(\pm 0.5)$; $7(\pm 0.5)$; $6(\pm 0.5)$.
2. Оценка средней повторяемости сотрясений с интенсивностью 6,7,8,9 баллов в виде индексов, обозначающих их категорию 2 (один раз в 1000 лет) и 3 (один раз в 10000 лет).
3. Границы вelayата и его основные населенные пункты.

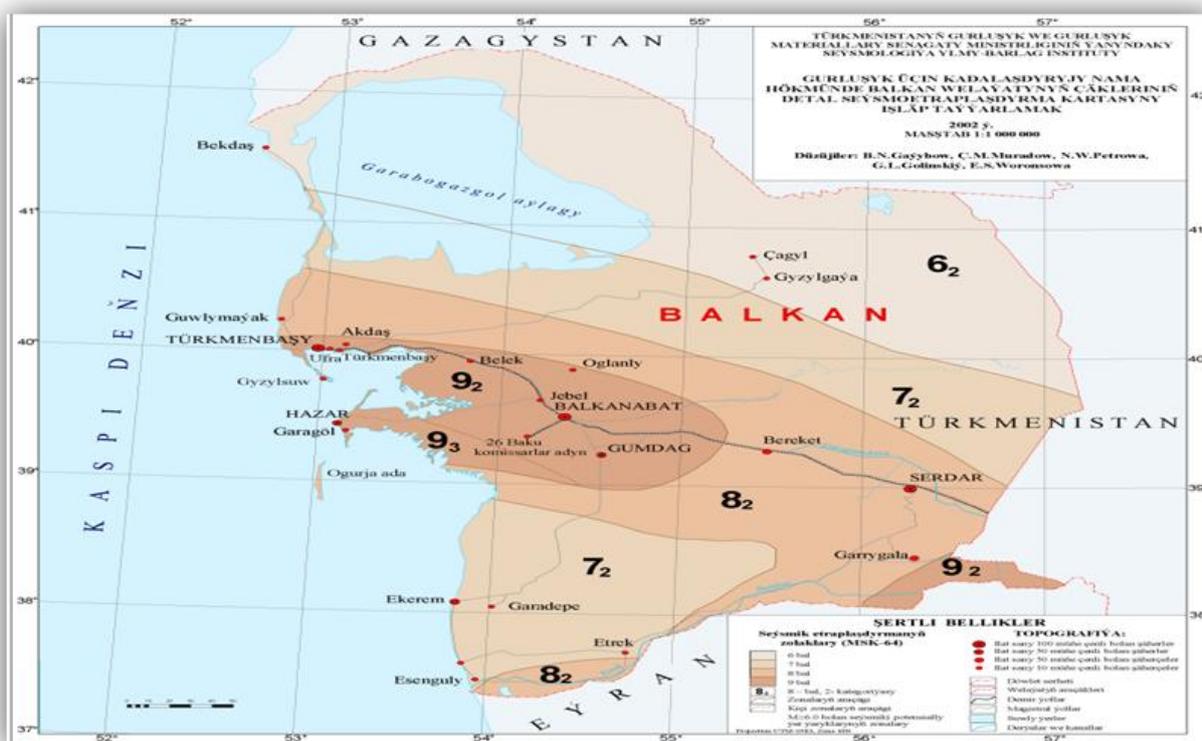


Рис.2. Карта детального сейсмического районирования территории Балканского вelayата (ДСР-2002)

В проблеме оценки и районирования сейсмической опасности и риска основной задачей ДСР, в отличие от общего сейсмического районирования всей территории Туркменистана, считается уточнение и прогноз количественных изменений параметров сейсмических колебаний на основе учета выявленных сейсмогенных зон и влияния комплекса местных геолого-геофизических факторов на сейсмичность. На примере ДСР-2002 Балканского вelayата учтены данные землетрясения 2000 года, что позволило изменить конфигурации зон балльности в отличие от обозначенных на карте НКСРТ-1999.

Результаты детального сейсморайонирования, представляемые в виде карт М 1:100000-1:1000000 являются основой для оценки сейсмического риска и принятия

превентивных мер защиты от стихии, разработки планов перспективного развития региона, оптимального размещения городов и площадок особо ответственных объектов с учетом и прогноза сейсмических нагрузок (сил), которым могут подвергнуться сооружения при землетрясениях в конкретном месте за время его существования с обеспечением сейсмической безопасности для населения.

Литература

- 1 Абасеев С.С. Национальная карта сейсмического районирования Туркменистана. Материалы Международной конференции «Наука, техника и инновационные технологии в эпоху могущества и счастья». Ашхабад, 2017. С.194-196.
- 2 Агаева Л.А., Мурадов Ч.М., Эсенов Э.М. Роль тектонических нарушений в оценке сейсмоопасности. Материалы Международной научной конференции «Геофизические методы решения актуальных проблем сейсмологии». Ташкент, 2018. С. 187-190.
- 3 Гаипов Б.Н., Гарагозов Д., Голинский Г.Л., Рахимов А.Р. и др. Национальная карта сейсмического районирования Туркменистана. Тезисы докладов МНП конференции к 50-летию Ашхабадского землетрясения 1948 г. Ашхабад, НК АСК КМТ, 1998. С 25-27.
- 4 Гарагозов Дж., Эсенов Э.М. др. Разработать методику комплексной оценки сейсмического эффекта для целей ДСР. Отчет о НИР: Задание ГКНТ СССР 02. Д1 (в), Проблема 0.74.03. Фонды ИС АНТ, Ашхабад, 1980. 155 с.
- 5 Голицын Б.Б. Лекции по сейсмометрии. Изд-во РАН. СПб, 1912.
- 6 Губин И.Е. О детальном сейсмическом районировании. В книге «Детальное сейсмическое районирование». М.: Наука, 1980. С.5-26.
- 7 Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (отв.редакторы). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, 536 с.
- 8 Курбанов М., Эсенов Э.М. Вклад русских ученых в развитие сейсмологии в Туркменистане. Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, 1974, №1, с.25-29.
- 9 Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. Записки ИРГО. СПб, 1893. Т.26. 582с.
- 10 Резанов И.А., Растворова В.А., Леонов Н.Н. Опыт ДСР на примере Западной Туркмении. Бюллетень МСССС АН СССР. М.: 1960, №8, с.131-141.
- 11 Ризниченко Ю.В. Проблема детального изучения региональной сейсмичности. Известия АН СССР. Физика Земли, 1969, №7, с.3-20.
- 12 Уломов В.И. Районирование сейсмической опасности. Журнал «Маскан». Ташкент, 1991. №9. С.5-8.
- 13 Эсенов Э.М. Анализ существующих карт по оценке и районированию сейсмической опасности (ОСР, ДСР, СМР) территории Туркменистана (Ашхабадский регион и город Ашхабад). Отчет о НИР. Фонды ИСиФА АНТ, Ашхабад, 2019. 106с.

СЕКЦИЯ 2

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

УДК: 550.37+550.38+550.388

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ РАЗНОРАНГОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИМИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Нурматов У.А., Туйчиев А.И.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

Узбекистан относится к числу сейсмоопасных регионов земного шара. Здесь возможны землетрясения с магнитудой до $M=7.5$. Сейсмичность постепенно увеличивается с запада на восток, и сила сотрясений колеблется от 5 до 9 баллов и выше. К настоящему времени достаточно надежно выделены места происходящих землетрясений и оценены их максимальные силы. Они являются сейсмической и сейсмотектонической основой, составленных Институтом сейсмологии разномасштабных карт сейсмического районирования территории Республики – ОСР, ДСР и СМР. Установлено, что сильные землетрясения происходят в зонах разломов и обусловленных ими сейсмогенных зонах. Однако выделение сейсмической энергии во времени не постоянное. Другими словами, напряженно-деформированное состояние земной коры достаточно изменчиво. Поэтому вопрос упирается на определение времени активизации сейсмичности, т.е. на прогнозирование времени ожидаемых сейсмических событий. Прогноз сейсмической активизации осуществляется путем комплексного мониторинга сейсмических, геофизических, геохимических, деформационных и других полей.

Несмотря на усиленные старания мирового сообщества ученых по оценке сейсмической опасности и предотвращению их губительных последствий сильные и катастрофические землетрясения в различных регионах земного шара, с многочисленными человеческими жертвами и колоссальным экономическим ущербом продолжаются. Произошедшие, особенно в течение последних десятилетий, события вновь и вновь показывают исключительную актуальность решения основных проблем сейсмологии – оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогнозирования землетрясений. Защита населения и территорий от опасных стихийных бедствий в Узбекистане, как и в других развитых странах мира, является важной общенациональной Государственной задачей. Этому в Республике уделяется постоянное и неослабное внимание. Начиная с 2007 года, вышло ряд Постановлений Президента Республики и Кабинета Министров Республики Узбекистан, в которых решение проблем сейсмологии и сейсмостойкого строительства занимает особое место. Приведем, наиболее важные из них, касающихся Института сейсмологии:

Постановление КМ РУз №71 от 3 апреля 2007 года «Об утверждении Государственной программы по прогнозированию и предупреждению чрезвычайных ситуаций»;

Постановление КМ РУз №191 от 9 июля 2009 года «Об укреплении материально-технической базы сейсмологических станций Института сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан»;

Постановление КМ РУз №208 от 19 июля 2011 года «Об утверждении Комплексной программы по подготовке населения к действиям при землетрясениях»;

Постановление КМ РУз №242 от 24 августа 2011 года «О дальнейшем совершенствовании Государственной системы предупреждения и действий в чрезвычайных ситуациях Республики Узбекистан»;

Постановление КМ РУз №119 от 12 мая 2014 года «Об утверждении положения о порядке осуществления мониторинга недр Республики Узбекистан»;

Постановление Президента Республики Узбекистан №ПП-3190 от 9 августа 2017 года «О мерах по совершенствованию проведения научных исследований в области сейсмологии, сейсмостойкого строительства и сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан»;

Постановление Президента Республики Узбекистан №ПП-4794 от 30 июля 2020 года «О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территорий Республики Узбекистан».

Последнее Постановление заслуживает особого внимания масштабностью охвата назревших проблем обеспечения сейсмической безопасности населения и территорий Республики. В нем запланированы решения актуальных проблем сегодняшнего и завтрашнего дней по обеспечению безопасности населения и материальных ценностей. Поставлены решения широкомасштабных проблем перед рядом министерств и ведомств.

Учитывая важность проблемы оценки и прогнозирования сейсмической опасности, основная цель настоящих исследований была направлена на выявление особенностей проявления напряженно-деформированного состояния разноранговых сеймотектонических структур комплексом геолого-геофизических методов и оценке сейсмической ситуации в Республике.

В последние годы исследования в этом направлении проводятся на различных регионах земного шара (Центральная Азия, Кавказ, Карпаты, Китай, Япония, США, Греция, Германия и др.). В США измерения проводятся преимущественно вдоль разлома Сан-Андреас. В Японии в большом объеме проводятся комплексные деформометрические, мореографические, электромагнитные, ионосферные и другие наблюдения. Режимные наблюдения по некоторым методам проводятся с начала 20-го века. Объем повторных магнитных съемок и стационарных измерений также большой. Однако в Японии из-за сильных морских помех эффективность электромагнитных методов не очень высокая. В Китае проводятся обширные геофизические, гидрогеосейсмологические, деформометрические и другие наблюдения. Также обстоит дело в остальных регионах СНГ – Россия, Кавказ, Украина, другие республики Центральной Азии [1-3].

Выявлены сотни случаев аномальных изменений геофизических полей – магнитного, электрического, импульсного электромагнитного, ионосферы и т.д., гидрогеосейсмологических параметров, деформаций земной коры и других предвестников в периоды подготовки и осуществления сильных землетрясений. Обнаруженные аномальные изменения связываются с различными явлениями и процессами в земной коре и верхней мантии – с новейшей тектоникой, современными движениями земной коры, региональными и локальными геодинамическими процессами, землетрясениями и т.д. [1-3].

Нами в целях анализа и обобщения данных, полученных в течение последних десятилетий для различных регионов земного шара, использованы и эти экспериментальные материалы.

Исследование особенностей проявления комплекса предвестников землетрясений, в зависимости от сейсмогеодинамической активности земной коры региона на различных иерархически масштабных уровнях, проводилось впервые. В этом направлении в Институте сейсмологии АН РУз имеется хороший задел. Это, прежде всего, наличие уникального в мире богатого экспериментального материала; результатов анализа среднегодовых данных мировой сети геомагнитных обсерваторий за 100 и более лет; лабораторных экспериментов образцов горных пород под давлением и температурой и на изотопно-геохимическом уровне; теоретических расчетов величин ожидаемых аномальных изменений магнитного поля перед землетрясениями; повторных площадных и маршрутных съемок магнитного поля, измерений на сети более 20 высокоточных протонных магнитометров; экспериментов в районах техногенных объектов – водохранилищ, подземных газохранилищ, газонефтяных месторождений; комплексных исследований в эпицентрах произошедших сильных

землетрясений и в районах крупных промышленных взрывов; наблюдений вариаций электросопротивления горных пород; вариаций импульсного электромагнитного излучения; возмущений ионосферы; уникальный материал систематических режимных геофизических, гидрогеосейсмологических, деформометрических наблюдений на прогностических полигонах Республики Узбекистан начиная с конца 1960-х годов [1-3].

Особенности проявления напряженно-деформируемого состояния земной коры исследованы на основе данных комплексного сейсмопрогностического мониторинга и совокупного анализа результатов многолетних геодинамических, геофизических, гидрогеосейсмологических исследований, проведенных на полигонах Узбекистана и за его пределами. Разноранговые сеймотектонические процессы исследованы на основе анализа материалов, характеризующих глубинное строение, геофизические поля, нео- и современную тектонику, геодинамику [4] и результатов многолетнего мониторинга сейсмичности, вариаций геофизических, гидрогеосейсмологических полей, современных движений земной коры и других параметров. Привлечены результаты новых данных по геологии, тектонике, геофизическим полям, позволяющим дать информацию о характере развития современных сеймотектонических процессов и их отражения в вариациях геофизических и гидрогеосейсмологических полях [2, 4]. Исследования среднесрочных и краткосрочных особенностей напряженного состояния проводились на основе результатов мониторинга комплекса сейсмопрогностических параметров, проведенных Комплексной экспедицией Института сейсмологии и с 2017 года Республиканским Центром сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз.

Кроме выше перечисленных материалов использован сеймостатистический материал, включающий в себе информацию о сильнейших землетрясениях сейсмоактивных поясов и регионов земного шара, каталог землетрясений Центральной Азии с 2000 г. д.н.э. по 2019 гг., оцифрованные геолого-тектонические, гидрогеологические карты в ГИС формате, отражающие геолого-тектоническое строение территории Республики и ее отдельных участков.

Для выявления особенностей проявления напряженно-деформированного состояния разноранговых сеймотектонических структур комплексом геолого-геофизических методов были использованы результаты:

- обзора и критического анализа отечественных и зарубежных публикаций по данному направлению исследований;
- многолетнего (более 50 лет) геофизического, гидрогеосейсмологического, деформометрического мониторинга на полигонах Узбекистана с учетом разномасштабности геодинамических процессов;
- натурных и лабораторных экспериментов, осуществляемых в очаговых зонах землетрясений, техногенных объектов, связанных с изучением характера поведения вариаций геофизических полей, параметров гидрогеохимической среды, деформаций земной коры в процессе подготовки и происхождения землетрясений;
- результаты исследования пространственно-временных закономерностей проявления современной сейсмичности в зонах активных структур земной коры Центральной Азии;
- оценки роли разномасштабных сеймотектонических процессов в подготовке и проявлении современной сейсмичности, в формировании и проявлении комплекса предвестниковых полей и в решении вопросов прогноза землетрясений.

Непрерывный сейсмопрогностический мониторинг комплекса предвестников, анализ и обобщение многолетних экспериментальных данных на полигонах Узбекистана с привлечением результатов мировых данных позволило получить необходимую информацию о напряженно-деформированном состоянии земной коры.

На основе комплексного мониторинга оценена современная активность основных сейсмогенерирующих зон исследуемой территории. С учетом масштабности сеймотектонических структур и особенностей проявления современных геодинамических процессов исследованы пространственно-временные закономерности проявления

сейсмичности, установление которых явилось основой прогнозирования землетрясений и оценки сейсмической опасности [5].

Таким образом, в течение запланированных четырех этапов получены следующие результаты.

На первом этапе сделан обширный обзор, посвященный анализу современного состояния исследований по мониторингу комплекса геолого-геофизических полей, оценке напряженно-деформированного состояния разноранговых сейсмотектонических структур, сбору и систематизации результатов многолетнего мониторинга комплекса сейсмопрогностических наблюдений и др. материалов, касающихся оценке сейсмотектонической активности исследуемой территории.

На втором этапе анализированы вариации комплекса геолого-геофизических полей, полученных на геодинамических полигонах. Оценено напряженно-деформированное состояние различных сейсмотектонических структур комплексными геолого-геофизическими, геодезическими и др. инструментальными методами.

На следующих этапах выявлены особенности проявления напряженно-деформированного состояния земной коры в зонах разноранговых сейсмотектонических структур, выявлены пространственно-временные особенности проявления комплекса долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников сильных землетрясений [3,6-12].

С позиции иерархической соподчиненности проведена оценка сейсмогеодинамической активности территории. Оценена роль разномасштабных геодинамических процессов в формировании и проявлении современной сейсмичности территории, в формировании и проявлении комплекса предвестников и в решении вопросов прогноза землетрясений [5].

Оценен вклад и доля экзогенных и эндогенных процессов в изменении напряженно-деформированного состояния земной коры и их отражение на динамике сейсмичности сейсмотектонических структур различного ранга.

Подытоживая результаты проведенных исследований по гранту ФА-Ф-8-006 «Исследование особенностей проявления напряженно-деформированного состояния разноранговых сейсмотектонических структур комплексом геолого-геофизических методов», основные результаты можно сформулировать следующим образом:

Комплексный анализ результатов неотектонических исследований с материалами геолого-геофизического и сейсмологического изучения Западного Тянь-Шаня позволил выделить неотектонических структур 3-х рангов. Неотектонической структурой 1-го ранга является Западный Тянь-Шань. В пределах него выделяются структуры 2-го ранга: Чаткало-Кураминский, Приташкентский, Ферганский, Талассо-Ферганский и Южно-Ферганский, которые, в свою очередь, подразделяются на неотектонические структуры последующих более мелких рангов. Необходимо отметить, что подобное ранжирование имеет относительный характер.

Детально изучено распределение происшедших землетрясений региона в целом, по протяженности сейсмогенных зон, во времени и по глубине. Установлено, что в юго-западной части Среднего Тянь-Шаня (юго-западная часть от Талассо-Ферганского разлома) сильные землетрясения происходят в основном на границах крупных литосферных блоков, а на юго-западной части – они приурочены к внутривблочному пространству (к зонам разломов меньшего уровня). В сейсмогенных зонах активизация сейсмичности наступает одновременно по всей ее длине. В зависимости от реальных геодинамических условий и напряженного состояния каждая очаговая зона сейсмогенной зоны индивидуально реагирует на общее усиление сейсмической активизации.

Установлено чередование сейсмической активизации разных глубин сейсмогенной зоны и межразломного пространства, которое свидетельствует о волновом характере действующих напряжений. Амплитуда волны, по всей видимости, соизмерима с максимальной глубиной сейсмогенного слоя. Судя по одновременной активизации

сейсмогенной зоны характерные размеры процессов, вызывающие напряженное состояние намного больше, чем размеры сейсмогенных зон и их совокупность.

Уточнены эмпирические зависимости между пространственно-временными параметрами среднесрочных предвестников и магнитудой землетрясений. Выявлено, что аномальные вариации комплекса предвестников землетрясений преимущественно проявляются в сейсмогенных зонах. Аномалии вдоль оси сейсмогенных зон распространяются на большие расстояния, чем в крест простиранию. На Чарвакском полигоне выделены аномальные вариации геомагнитного поля, связанные с режимом эксплуатации водохранилища, геодинамическими процессами и рядом землетрясений, произошедших в регионе. Установлены особенности проявления предвестников во времени и пространстве, уточнены эмпирические формулы, показывающие зависимости размеров проявления предвестников с расстоянием и во времени в зависимости от магнитуды [6-12]. Разработана инструкция по проведению различных (стационарных, повторных площадных, маршрутных и других) наблюдений по исследованию предвестников и прогнозированию землетрясений [13].

Литература

- 1 Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Современное состояние исследований по проблеме прогнозирования землетрясений //Проблемы сейсмологии, №1, 2019, с.18-23.
- 2 Yusupov Sh.S., Nurmatov U.A., Shin L., Yusupdjanova U.A. Features of influence of geodynamic conditions on the manifestation of hydrogeoseismological earthquake precursors International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences. Center For Info Dio Technology (CIBTch), Jaipur, India.p.23-31.,2018.
- 3 Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Муминов М.Ю. Результаты многолетних исследований сейсмомагнитного эффекта в Узбекистане // Сборник трудов IX международной научно-практической конференции “Анализ, прогноз и управление природными рисками в современном мире ГЕОРИСК-2015” (Москва, 14-15 октября) Том 1, с.433-439.
- 4 Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Юсупджанова У.А. Сейсмотектоническая модель Центральной части Узбекистана //Проблемы сейсмологии, 2020, №1. С.32-39.
- 5 Нурматов У.А. Особенности пространственного распределения землетрясений в разномасштабных тектонических структурах //Проблемы сейсмологии. 2019, №2, 48-53.
- 6 Абдуллабеков К.Н. Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Муминов М.Ю. Особенности проявления геомагнитных предвестников землетрясений в зависимости от геолого-тектонических условий // Материалы научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении» 11-12 сентября 2017г. //Ташкент, типография ГП «ИМР», 2017, С. 95-98.
- 7 Нурматов У.А., Юсупджанова У.А., Фатхуллаева З. Оценка зоны динамического влияния крупных разломов Центрального Кызылкума и сопредельных территорий. //Сборник докладов международной конференции “Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии». Ташкент, 2018. С.230-234.
- 8 Юсупов, Ш.С., Нурматов У.А., Шин Л.Ю., Юсупджанова У.А. Особенности влияния геодинамической обстановки на проявления гидрогеосейсмологических предвестников землетрясений //Геология и минеральные ресурсы, 2016, №2, с.38-44.
- 9 Абдуллабеков К.Н., Туйчиев А.И. Особенности проявления предвестников землетрясений с расстоянием и размеры геотектонических блоков //Доклады АН РУз, 2016, №3, с. 59-61.
- 10 Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р. Локальные вариации геомагнитного поля техногенной и геодинамической природы в районе водохранилища Чарвак // «Разведка и охрана недр». Россия 2018.35, стр.27-32
- 11 Abdullabekov K.N., Tuychiev A.I. Manifestation of earthquake precursors with distance and dimension of geotectonic blocks //International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences. - India.2019, - Vol.9 (2), - P.71-75
- 12 Абдуллабеков К.Н., Туйчиев А.И. Результаты исследований напряженно-деформированного состояния земной коры в Узбекистане //Актуальные проблемы нефтегазовой геологии и инновационные методы и технологии освоения углеводородного потенциала недр. Материалы научно-практической конференции. Ташкент: Издательство «Наврӯз».2019, с.259-263.
- 13 Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Инструкция по прогнозированию землетрясений магнитометрическим методом. Ташкент, Минитипография АН РУз, 2019, 16 стр.

ХОЛОДНАЯ ДЕГАЗАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Абдуллаев А.У.

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Понятие "холодная дегазация", развиваемая в последнее время в исследованиях определенного круга ученых (Г.И. Войтов, В.П. Кропоткин, Е.В. Стадник, W. Irvin, Li Xuan hu, В.Г. Осика, А.У. Абдуллаев и др.) [1,9,13,14], в противовес "горячей дегазации" вулканизма, в корне меняет сложившее представление не только о масштабах водно-газового обмена в сейсмоактивных областях, но и вносит значительные коррективы в существующее представление о его геодинамической роли. Достаточно отметить, что по последней оценке (Войтов, Абдуллаев и др.) [4] доля холодной дегазации в общем планетарном балансе составляет около 90%. Поэтому такое понятие и название справедливо. Типичным классическим эталонным регионом современной "холодной дегазации" Земли является Тянь-Шаньский сейсмоактивный пояс протяженностью более 2500 км в центре Азии, который охвачен в современную эпоху интенсивным горообразованием с весьма контрастными неотектоническими движениями с размахом $\pm 5-9$ км по вертикали.

Тянь-Шаньский сейсмоактивный газовосходящий пояс в своем строении имеет субширотный рисунок структурно-тектонических сооружений с разноранговым блочным строением и высокой проницаемостью земной коры. Характерно, что эта мегаструктура развивается во времени и на площади зонально. В центральной части происходит интенсивное воздымание, а в северных и южных крыльях – опускание до границ Таримской платформы на юге и казахского щита на севере. Высокая геодинамическая активность и как следствие сейсмичность обусловлена высоким поднятием мантии и внедрением мантийных плюмов в земную кору (А.К. Курскеев, В.И. Шацлов) [11], а также формированием гидрогеотермальных линий и конусов вдоль глубинных разломов в литосфере (А.У. Абдуллаев) [1]. Все эти условия послужили предпосылкой формирования очагов сильнейших землетрясений и их многократных реализаций за последние столетия.

Дегазация глубинных флюидов (H_2 , He, Hg, CH_4 , Ar), в соответствии с факторами развития Тянь-Шаньского сейсмоактивного пояса осуществляется зонально. Наиболее равномерно (фоновый уровень) восходящие потоки устремляются в периферийных частях платформы, а в приразломных зонах свода интенсивность (плотность потока) увеличивается на 1-2 порядка. В разломных сейсмогенерирующих зонах: на 2-3 порядка в центральной и сводовой части сейсмогенного пояса. Аномально-высокие потоки восходящей дегазации глубинных газовых струй постоянно отмечаются в периоды подготовки и реализации сильных и катастрофических землетрясений на всем протяжении Тянь-Шаня.

Интенсивность современной дегазации находится в прямой зависимости от мобильности различных геоструктурных особенностей земной коры. Так, эмпирически установлено, что она увеличивается от древних стабильных структур – щитов и платформ к складчатым мобильным и орогенным областям. Согласно обобщенным оценкам (Кропоткин, Войтов, Абдуллаев) интенсивность современной дегазации в условных единицах ($см^3/м^2$ единицу времени) в основных геотектонических структурах земли может быть охарактеризовано в следующей последовательности: щит \rightarrow древние складчатые сооружения \rightarrow орогенные пояса \rightarrow сейсмоактивные зоны, где интенсивность дегазации идет соответственно примерно в соотношениях 10:100:1000 (см. рис. 1А).

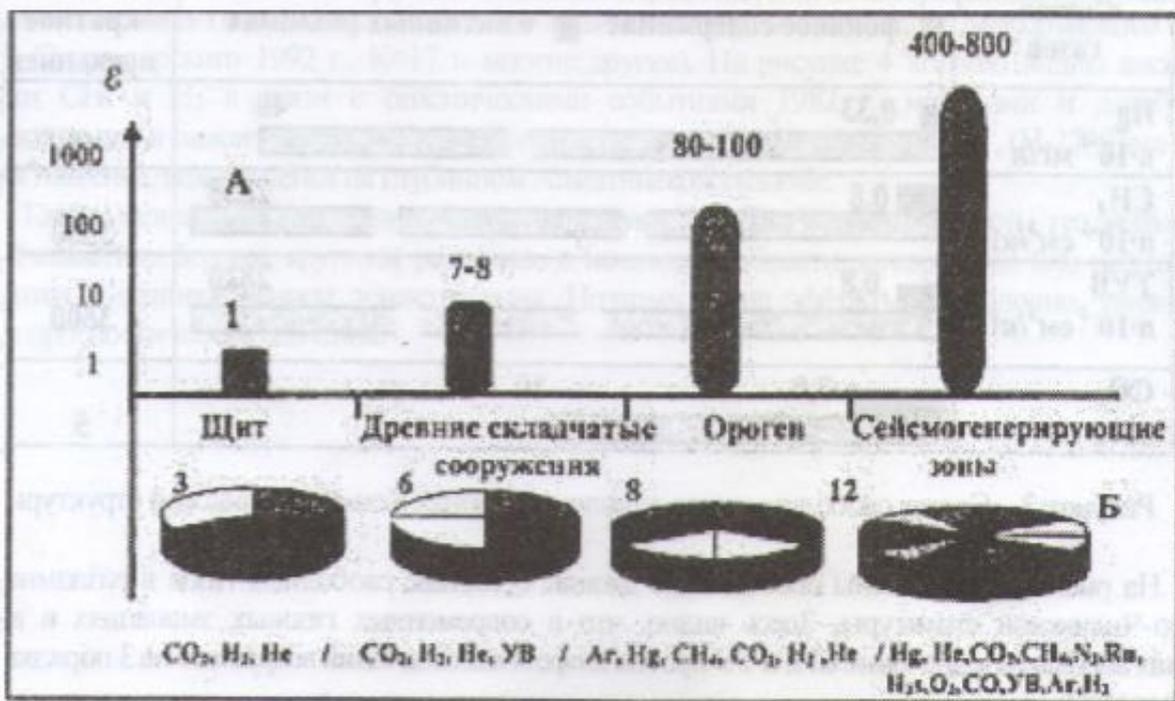


Рисунок 1 – А. Гистограмма интенсивности современной дегазации по основным геоструктурам Земли (составлен по эмпирическим данным)
 Б. Индивидуальный химический состав флюидного потока в различных геоструктурах

Установлена еще одна важнейшая закономерность. Она заключается в том, что индивидуальный состав восходящего стока глубинных газов усложняется в зависимости от геотектонических условий восхождения: усложнение идет от древних структур к орогенным областям, особенно в сейсмактивных зонах. Если в первых структурах преобладает простой 3-4 элементный газовый состав (CO_2 , CH_4 , He , H), то в подвижных или сейсмогенерирующих зонах индивидуальный состав газов резко усложняется и доходит до 8-12 наименований (рис. 1Б). В качестве примера можно рассмотреть состав свободных газов в разломных зонах Кемино-Чиликской структуры Северного Тянь-Шаня (рис. 2)

Состав газов	■ фоновое содержание ▨ в активных разломах		Абсолют. кратное превышен
	Фоновое	Активные разломы	
Hg $\text{н} \cdot 10^{-4}$ мг/л	0,33	48	48
CH_4 $\text{н} \cdot 10^{-4}$ см ³ /кг	0,8	2838	3500
ТУВ $\text{н} \cdot 10^{-4}$ см ³ /кг	0,8	2820	3500
CO_2 об%	2,0	10	5

Рисунок 2 – Состав свободных газов в разломных зонах Кемино-Чиликской структуры

На рис. 2 представлены обобщенные данные о составе свободных газов в разломных зонах Кемино-Чиликской структуры. Здесь видно, что в современных газовых эманациях в

активных разломах абсолютное значение CH_4 и TU против их фоновых значений возрастает на 3 порядка, а ртути на 1-2 порядка.

Импульсная дегазация в периоды крупных сейсмических событий.

На прогностических полигонах Тянь-Шаня – Алматинском, Иссык-Кульско-Бишкекском, Урумчинском и Ташкентском – перед сильными землетрясениями однозначно установлена импульсная дегазация, т.е. аномально высокое восхождение газовых струй из тектонических трещин. Плотность таких экстремальных пульсаций газовых составляющих (H , CH_4 , CO_2 , Hg и др.), иногда превосходящая на 2-3 порядка свой обычный фоновый уровень, характерна для сейсмоактивных областей. Причем такие газовые потоки характеризуются не только аномальными значениями, но и резким изменением и усложнением их индивидуального химического состава с изменением даже иногда перед сильными землетрясениями изотопных соотношений в пользу глубинных газов, часто имеет место инверсия газовых составляющих (Абдуллаев, 1989, 2002). Такие эффекты отмечены перед многими землетрясениями в Средней Азии. На рисунке 3 хорошо видны аномальные всплески CH_4 и H_2 в связи с сейсмическими событиями 1982 г. Майскими и декабрьскими, обнаруженными в самоизливающей термальной воде из глубокой скважины – 3Т, ($\text{H}=2730\text{м.}$) на станции Нижняя Каменка, находящейся на глубинном Алматинском разломе (рис. 3).

Такие флюидные аномалии свидетельствуют о наступлении резкой геодинамической неустойчивости в берегах крупных разломов, в некоторой области, которые так или иначе должны завершиться с возникновением землетрясения. Поэтому такие эффекты, безусловно, имеют очень важные прогностические значения.

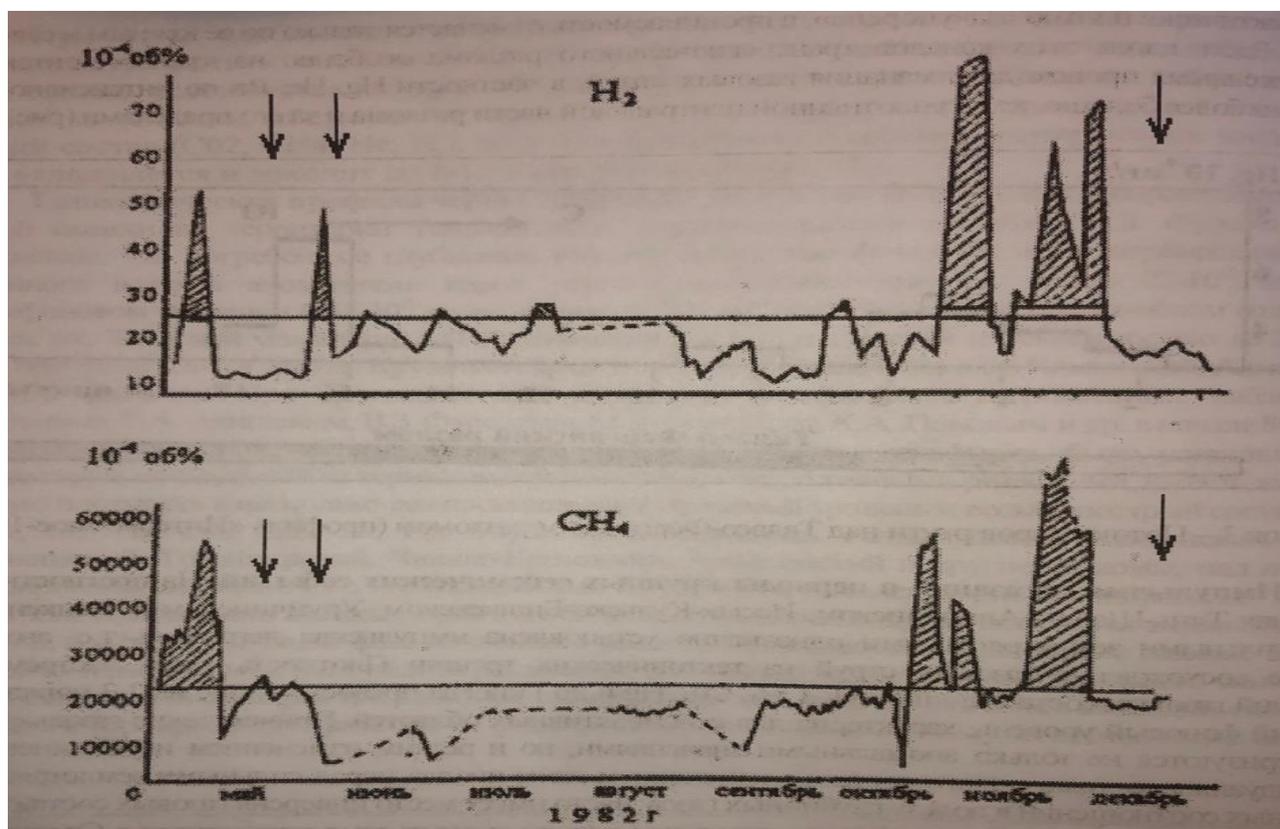


Рис. 3. Аномальные потоки глубинных газов накануне сильных землетрясений в Заилийской зоне Северного Тянь-Шаня [1]

Заключение. Восходящие сейсмогеохимические аномалии формируются в результате того, что в сейсмоактивных районах в газовых эманациях участвует, помимо сквозных восхождений, возгонка легких газов с характерными глубинными изотопными метками [13]. Глубина газового «встряхивания» может охватить до 15-20 км, чему способствует

раздробленность коры орогенов в условиях напряженно-деформированного состояния (НДС) растяжения и отток продуктов возгонки из области аномально высоких давлений в область с низким давлением, в земную кору и далее в атмосферу.

Основным генератором этого глобального процесса является, по-нашему представлению, периодически протекающая сейсмическая активность, которая выполняет роль гигантского сейсмического вибратора в литосфере мобильных областей Земли.

Литература

- 1 Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов. Алматы, Эверо, 2002. 352 с.
- 2 Абдуллаев А.У. Восходящие потоки глубинных флюидов в сейсмоактивных областях как фактор геодинамической активности и реализации разрушительных землетрясений – воздействия внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений. (Тезисы научных докладов Международной юбилейной научной конференции г.Бишкек, 2018, с.135-137).
- 3 Войтов Г.И. Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах Земли – ЖВХО, 1986, т.31, №5, с.533-540.
- 4 Войтов Г.И., Абдувалиев А.К., Абдуллаев А.У. и др. О некоторых особенностях газового режима подземных вод сейсмически активных областей. Гидрогеодинамические предвестники землетрясений. ИФЗ АН СССР, 1984, С.128-155.
- 5 Войтов Г.И., Абдуллаев А.У. Особенности дегазации литосферы сейсмоактивных областей. Проблемы прогноза землетрясений на территории Тянь-Шаня. Доклады I Казахстанско-Китайского симпозиума, Алматы, 1992, с.17-19.
- 6 Войтов Г.И., Николаев И.Н. и др. О потоке водорода в приземную атмосферу в геодинамически различных геоструктурных зонах Земли. Доклады РАН, 1994, Т.33, №1, с.110-104.
- 7 Войтов Г.И., Добровольский И.П. Химические и изотопноуглеродистые потоки природных газов в сейсмически активных регионах. Физика Земли, 1994, №3, с.20-31.
- 8 Willam Irwin, Ivan Barnes. Tectonic relation of carbon Discharges and Earthquakes. – Journal of Geophysical Research. V.85, N86, June 19 1980, p.3115-3121.
- 9 Кропоткин П.И. Дегазация Земли и геотектоника. Наука, М. 1980, 292с.
- 10 Li Xuanhu. Journal of Earthquake Prediction Research, V.3, N2, 1994, p.170-182.
- 11 Курскеев А.К., Щацилов В.И., Горбунов П.Н. Современная геодинамика и сейсмичность тектоносферы Тянь-Шаня. Прогнозирование землетрясений и глубинная геодинамика. Алматы, Эверо, 1997, с.11-34.
- 12 Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.Наука. 1983, 204 с.
- 13 Султанходжаев А.Н. Некоторые сведения о возможных проявлениях эндогенных ювенильных вод в Средней Азии. Информационное сообщение АН Узб ССР, №152, Ташкент, Фан, 1975, 48с.
- 14 Стадник Е.В., Складенко И.Я., Файзуллаев А.А. Распределение концентрации CH_4 в атмосфере над различными тектоническими областями. ДАН СССР, 1986, т.289, №3, с.703-705.
- 15 Щербаков А.В., Козлова Н.Д. Распространенность водорода в подземных флюидах и связь аномально высоких его содержаний с глубинными разломами на территории СССР. Геотектоника 1986, №2, с.55-66.

ИССЛЕДОВАНИЕ И ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ РАДОНА В ИЗУЧЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ БЫСТРОПРОТЕКАЮЩИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Абдуллаев А.У., Сексенбаева И.Х., Мухамадиев А.О.
Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Введение. Как известно [1,2,3,9], радон является наиболее распространенным и в то же время достаточно хорошо изученным элементом в цепочке радиоактивного распада. Радон – инертный радиоактивный одноатомный газ без цвета и запаха. Его наиболее стабильный изотоп ^{222}Rn имеет период полураспада 3,82 суток. Радон лучше других инертных газов растворяется в воде и в 110 раз тяжелее водорода и в 7 с лишним раз тяжелее воздуха.

Все изотопы радона радиоактивны. В настоящее время известно 35 изотопов радона с массовыми числами от 195 до 229 и периодами полураспада от 10^{-6} с до 3,82 суток. Четыре изотопа радона встречаются в природе, входя в природные радиоактивные ряды: ^{222}Rn и ^{218}Rn входят в ряд ^{238}U ; ^{220}Rn – в ряд ^{232}Th ; ^{219}Rn – в ряд ^{235}U . Эти природные изотопы являются дочерними продуктами альфа-распада изотопов радия. В этой цепи, как уже отмечалось, наиболее стабильным является изотоп ^{222}Rn , являющийся дочерним продуктом распада изотопа радия ^{226}Ra . В химии изотопы радона часто называют эманациями [1-5]. Надо сказать, что среди этих изотопов радона наиболее устойчивы три – актиний (^{219}Rn), торон (^{220}Rn) и радон (^{222}Rn) с периодом полураспада $^{219}\text{Rn} T_{1/2}=3,96$ с; $^{220}\text{Rn} T_{1/2}=55,6$ с; $^{222}\text{Rn} T_{1/2}=3,82$ суток. Именно с последним изотопом с периодом полураспада 3,82 суток связан его мониторинг для изучения процессов подготовки землетрясения, т.к. время его распада укладывается в стабильную регистрацию для отслеживания в различных фазах.

1. Временные вариации почвенного радона в изучении современных быстропротекающих геодинамических процессов.

Поиски связи между содержанием радона в почвенном воздухе и изменениями напряженно-деформационного состояния геосреды на последней стадии подготовки сильных землетрясений усиленно исследуются в течение последних 40 лет во всех сейсмоактивных регионах Земли. Многими исследователями было установлено, что перед землетрясениями наблюдалось повышение концентрации радона в воздухе, вероятно, благодаря более активному обмену воздуха в грунте ввиду роста микросейсмической активности [4,7,8].

В настоящее время общепринято, что крупные землетрясения имеют достаточно продолжительный период подготовки [10,11]. Это позволяет надеяться, что динамика процесса может быть отслежена во времени, чтобы определить заблаговременно его предвестники, которые проявляются неустойчиво и при этом могут варьировать в широких пределах – от проявления в самом начале процесса до проявления непосредственно перед событиями. Топология и амплитуда предвестников также может быть совершенно различной, что делает практически достаточно трудным их выявление и сопоставление с будущими землетрясениями.

В институте сейсмологии в Казахстане с 80-х годов прошлого столетия проводятся исследования временных вариаций радона в подземных водах из самоизливающихся термальных вод в сейсмоактивных районах как наиболее перспективный индикаторный параметр [7,9,11]. Были установлены радоновые аномалии в подземных водах, но выявлена их неоднозначность проявления. Достоверные аномалии перед рядом сильных землетрясений показаны на Рис.1 и 2. Эти аномалии были зафиксированы на различных удалениях (50-200 км) в виде как положительных, так и отрицательных концентрационных всплесков в течение нескольких дней и 1-2 месяцев. Типология их проявления связывалась с нахождением пунктов наблюдения в поле напряженно-деформированного состояния (НДС) различного знака, т.е. в зонах растяжения или сжатия.

Возникновение таких аномалий объяснилось уникальным свойством радона, обусловленным его теоретическими особенностями.

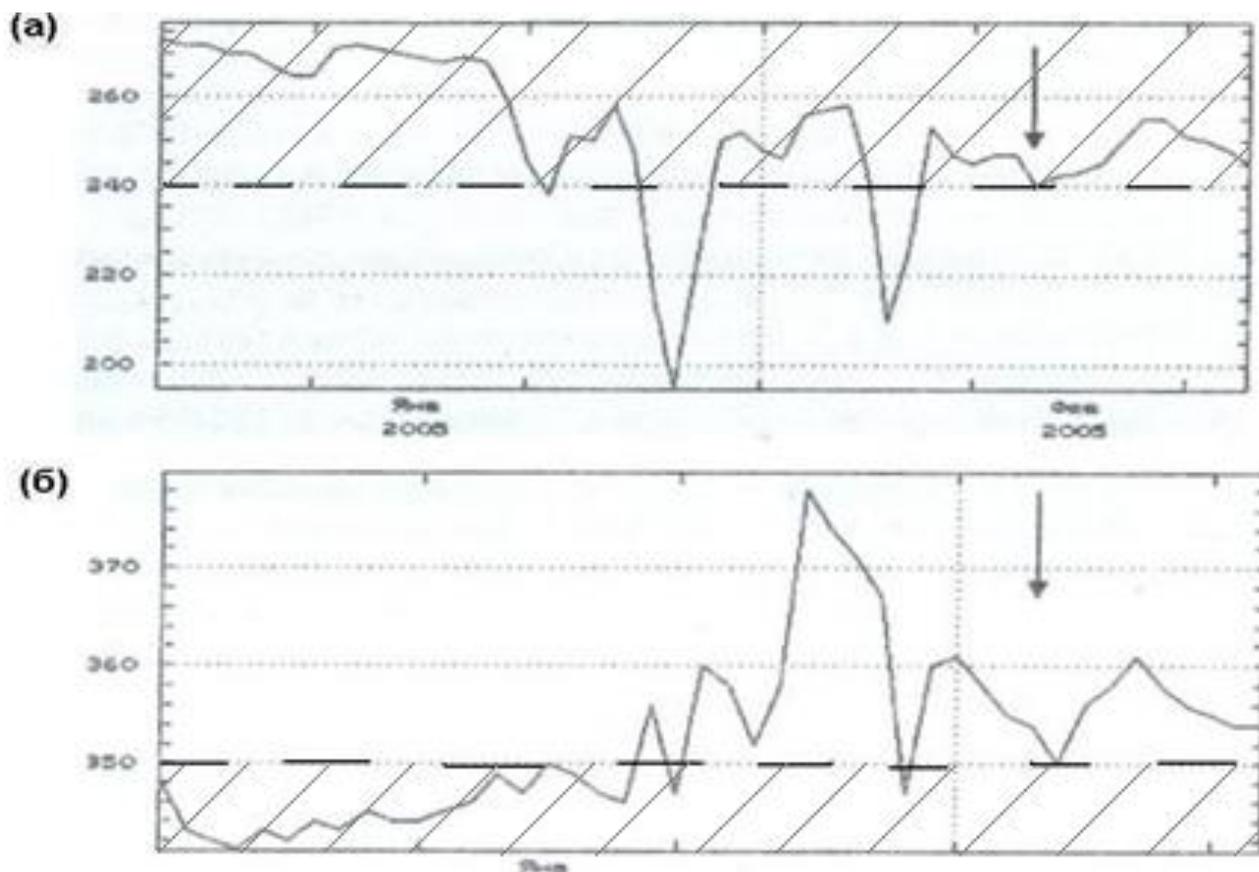


Рис.1. Аномальные вариации объемной концентрации радона (ОКР) в воде ст.Горельник (в зоне растяжения (а)) и ст.Калкан в зоне сжатия (б) накануне землетрясения 14.02.05 $K=14.6$, $R=130$ км.

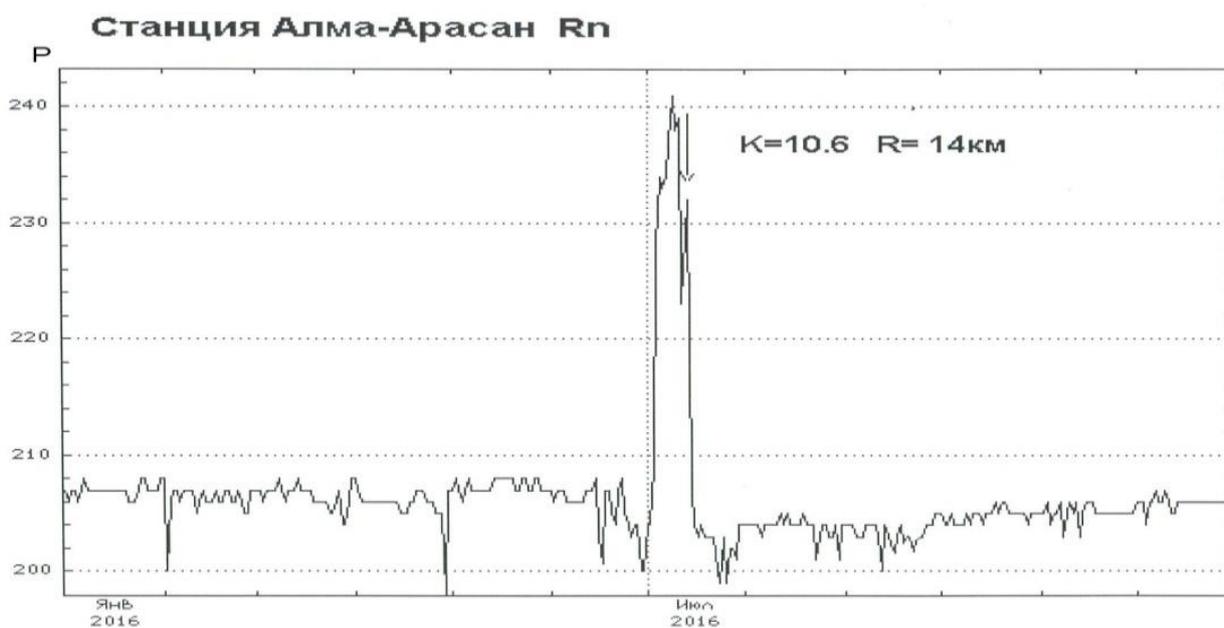


Рис.2. Проявление импульсной радоновой аномалии в очаговой зоне местного землетрясения, произошедшего 14 июля 2016 г. в центральной части АПП в термальной воде на ст. Алма-Арасан к югу от г.Алматы

Данное свойство заключается в следующем: радон, как радиогенный газ, непрерывно генерируется в горных породах, то есть всегда присутствует в любом горном массиве, и уменьшение его концентрации за счет миграции из массива в воздух постоянно компенсируется новой генерацией этого газа. Поэтому, среднее содержание радона в массиве всегда постоянно и определяется концентрацией урана (радия) в этом массиве. За счет проницаемости верхней части массива восходящими газовыми струями перенос радона может осуществляться с глубин до 200 м. Несмотря на то, что содержание радона в этих потоках составляет ничтожные доли, проблем с его регистрацией не возникает при наличии приблизительно 30–50 распадов в секунду в одном кубическом метре, ввиду его радиоактивности. То есть активность радона составляет 30-50 Бк/м³. Это значит, что в одном кубическом метре содержится $(0,2-0,3) \cdot 10^7$ атомов радона.

Подготовка землетрясения, фиксируемая по динамике выделения радона (см.рис1,2), начинается за 3-4 месяца до сейсмического события и особенно четко проявляется за 1-2 недели до землетрясения. Резкое увеличение содержания радона (в 8-10 раз), предшествующее горному удару, начинается за 1,5-3 дня до момента удара будущего эпицентра. Удар следует после прохождения максимума концентрации радона во времени. После сильного Ташкентского землетрясения (K=13), произошедшего в 1966 году [13,14], учеными Республики Узбекистан было сделано открытие №129 о том, что перед землетрясением в подземных водах концентрация радиоактивного газа Радон резко увеличивается. На материалах измерения радона в воде, в скважине ташкентских минеральных вод была составлена картина развития деформационной предвестниковой аномалии, отраженных в динамике радонового поля, что стало теперь классической моделью радоновых аномалий [14].

2. Исследование временных вариаций почвенного радона в системе комплексного сейсмомониторинга на территории Алматинского мегаполиса.

После успешных работ по применению радонометрического метода зондирования активных разломов на территории Алматинского мегаполиса в связи с СМР в 2014-2016 гг. [12] возникла техническая и методическая возможность для широкого развития исследования почвенного радона в качестве индикаторов – предвестников подготовки сильных землетрясений. Этот метод имел, безусловно, большое преимущество, т.к. позволял создавать специальную сеть большой плотности на выбранных перспективных площадках. В 2017 г. была создана сеть из 4 пунктов в полуавтоматическом режиме с использованием прибора «Радон-Рамон-2» разработки фирмы «СОЛО» [5], а с 2018г. по специальному проекту была разработана современная автоматизированная система САМОС «сейсмо-01» (система автоматизированного мониторинга окружающей среды с изучением сейсмичности) из 8 пунктов разработки фирмы СОЛО и Института сейсмологии. В последней системе впервые предусматривалось измерение не только гамма-излучения (γ), но и синхронно бета-излучения (β) в непрерывном режиме с любой дискретностью.

Для измерения объемной активности радона были использованы приборы: радиометр радона «Рамон-02» и «Рамон-02А», производства фирмы ТОО «СОЛО ЛТД» Казахстан. Данный прибор предназначен для определения эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) радона Rn^{222} в воздухе. Радиометр «Рамон-02» работает в полуавтоматическом режиме, а радиометр «Рамон-02А» – в автоматическом режиме. Диапазон измерений ЭРОА радона от 4 до $5 \cdot 10^5$ Бк. Пределы допускаемой основной относительности погрешности ЭРОА Rn^{222} не более 30 %. Прибор может работать в режиме периодических измерений в соответствии с установленной программой, а так же в режиме ручного управления [5].

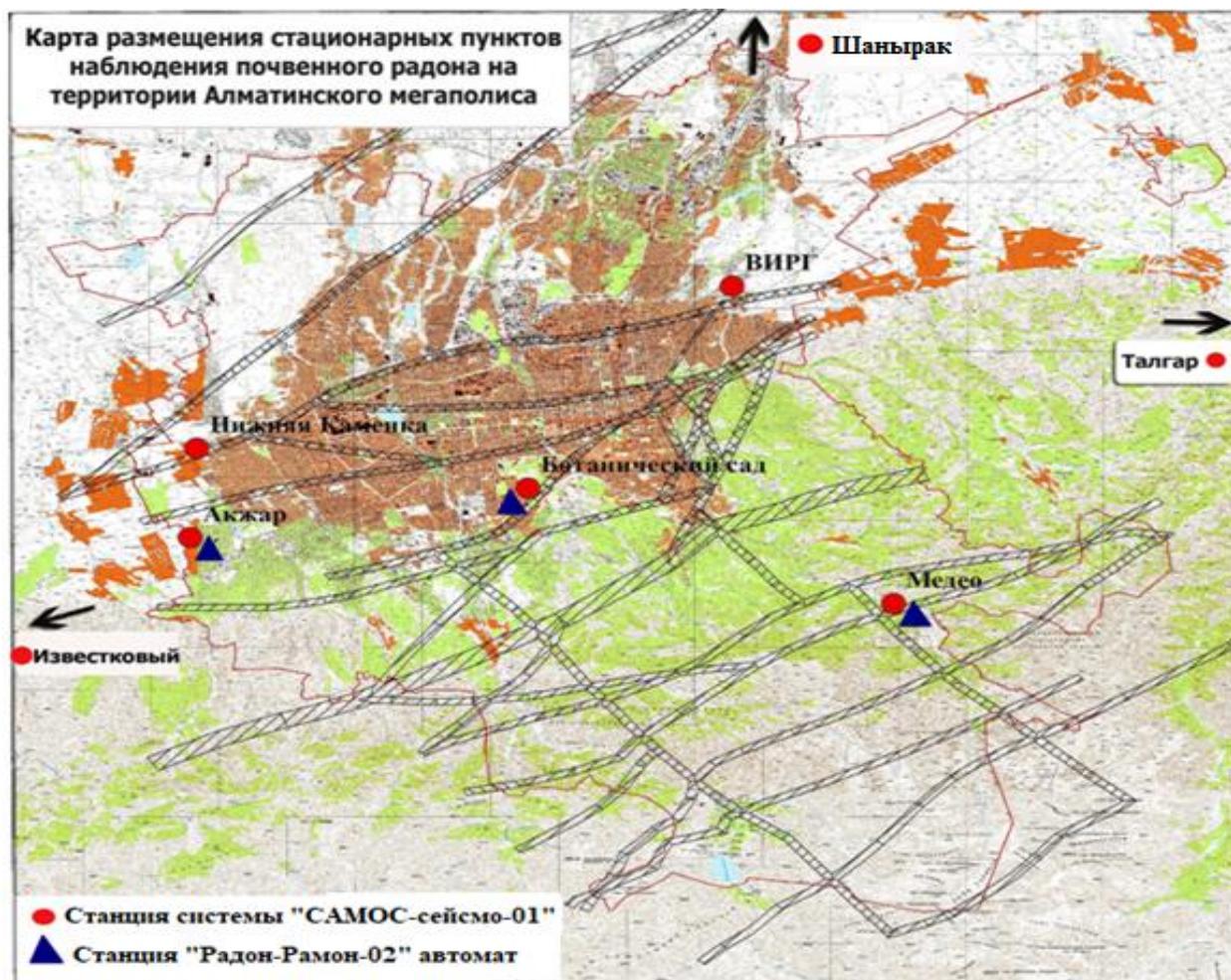


Рис. 3. Стационарная сеть режимных наблюдений за вариациями почвенного радона на территории Алматинского мегаполиса

Таблица 1. Локальная сеть «Самос-сейсмо-радон» на территории Алматинского мегаполиса (рис. 3).

№	Название прибора	Название пунктов наблюдения
1	Сейсмо-радон – 1	Ботанический сад
2	Сейсмо-радон – 2	Талгар
3	Сейсмо-радон – 3	Нижняя Каменка
4	Сейсмо-радон – 4	ВИРГ
5	Сейсмо-радон – 5	Медео
6	Сейсмо-радон – 6	Известковый
7	Сейсмо-радон – 7	Акжар
8	Сейсмо-радон – 8	Шанырақ

В процессе измерений регистрировалась объемная активность радона (ОАР) на приборах Радон – Рамон автомат на станциях Медео, Акжар и Известковый. При замере эксхалляции Rn^{222} ежедневно производились замеры: координаты каждого пункта, абсолютная высота (в метрах), атмосферное давление (в мм рт.ст.), температура воздуха (в градусах Цельсия), относительная влажность (в %).

Для установления пороговой границы выделения значений Rn^{222} для каждого пункта наблюдения были вычислены среднее содержание параметра для всех показаний (фон) и

определен «коридор» доверия для приборов измерений. Например, коридор фоновых значений Rn^{222} для станции «Алматы» составил – от 2 до 10 Бк/л, на ст. «Медео» – от 132 до 425 Бк/м³, а для Акжар – от 50 до 230 Бк/м³.

3. Принципиальная схема работы приборов системы «Самос-сейсмо-радон».

Данная система предназначена для измерения объемной активности радона в различных средах, таких как воздух, вода, почва. Принцип работы прибора основан на использовании циркуляционного способа перевода радона вместе с воздухом из объема пробы в измерительную камеру. Процесс измерения основан на электростатическом осаждении продуктов распада радона на поверхность фильтра-мишени и последующей регистрацией альфа-излучения.

Автоматическая система сейсмологического геохимического мониторинга «РАДОН-СЕЙСМО-01» предназначена для измерения параметров объемной активности радона Rn^{222} в почве. Система работает в автоматическом режиме и предназначена для измерения уровня концентрации почвенного радона. Управление всеми режимами системы осуществляется микроконтроллером, имеется память для результатов измерений, часы реального времени. Информация с ПЭВМ передается в приемный центр с помощью радиоканала через GSM-модули. Полевой пункт системы состоит из герметичного корпуса с размещенными в нем электронными узлами, детектором радона, элементами электрического питания, к пункту подключается антенна и кабель питания (см. рис.4).

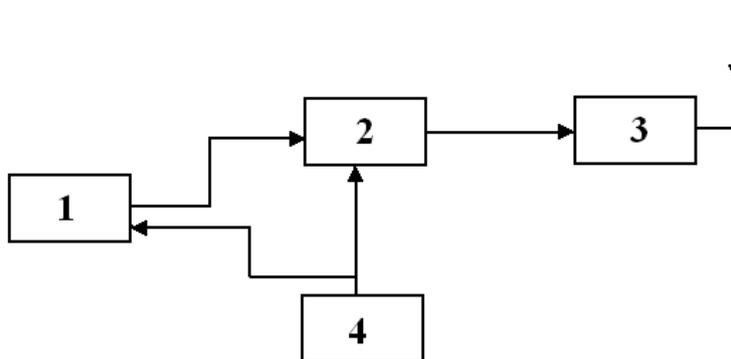


Рис 4. Блок-схема системы для определения почвенного радона Rn^{222}

1 – детектор бета-излучения, детектор гамма-излучения;

2 – микроконтроллер, плата питания;

3 – GSM-модуль;

4 – блок питания (аккумуляторная батарея, батарея гальванических элементов).

В данной системе установлен следующий алгоритм работы:

- почасовое накопление и запись в память информации;
- два раза в сутки передача данных (в 12:00 и в 24:00);
- в случае превышения установленных порогов передача данных включается автономно.

Данные бета-детектора соответствуют величине объемной активности радона (ОА Rn^{222}) в почве. Данные гамма-детектора соответствуют вариациям природного окружающего фона гамма-излучения. Данные можно просмотреть в виде таблиц и графиков.

4. Первые результаты экспериментальных измерений почвенного радона

Режимные измерения вариации почвенного радона по малой сети полуавтоматические измерения на станциях Медео, Акжар и Алматы в 2018 г. показали достаточно устойчивый ход фоновой активности в подпочве. Было установлено наличие определенной зависимости хода эсхалиции Rn от метеофакторов (атмосферное давление, особенно температура воздуха ($T_{\text{воз}}$) и влажности. Эти влияния постоянно удалялись из наблюдаемого поля путем специальных программных средств очищения (рис.5).

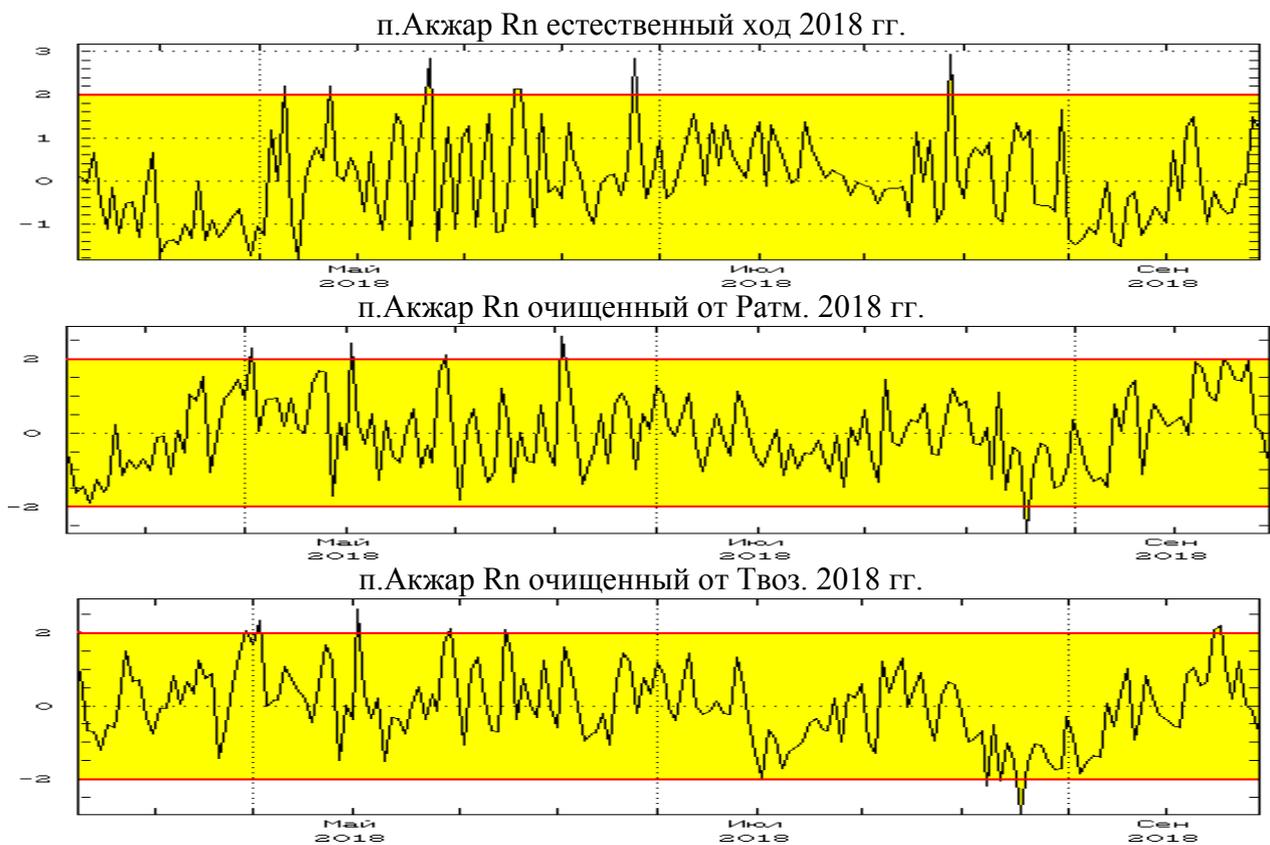
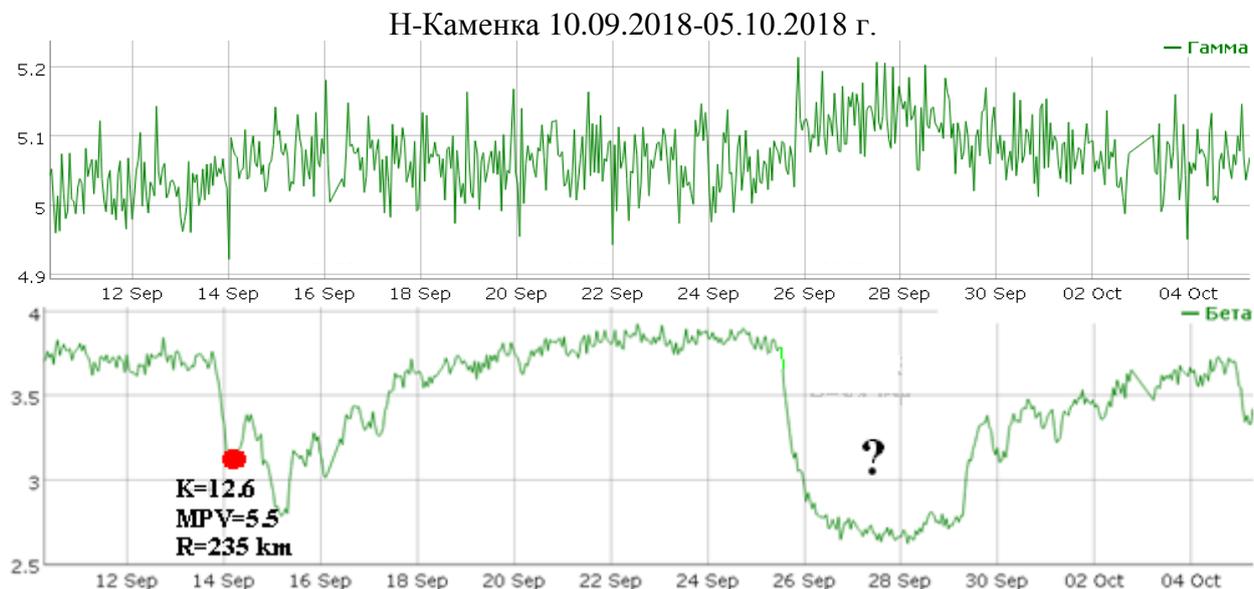


Рис. 5. Алматы нормированные ряды Rn-222. Естественный ход 2018гг. по данным полуавтоматических замеров на пункте Акжар

Наиболее существенные результаты выявлены при непрерывном мониторинге в сети «Самос-сейсмо-радон». При одновременном измерений в этой системе гамма- и бетта-излучения, вторая составляющая представляются наиболее эффективной на фоне гаммы сенсора, которого можно принять за фоновое значение. Как видно на рис. 6 на примере измерения за сентябрь – октябрь 2018 г., полученные некоторые аномалии выше порога, что возможно связано с местными или удаленными сильными землетрясениями. Корреляция аномалий с сейсмическими событиями в аномалиях почвенного радона непрерывно отслеживается в автоматизированном режиме в часовых значениях опроса системы и передачи данных в центр обработки.



Медео 08.09.2018-05.10.2018 г.

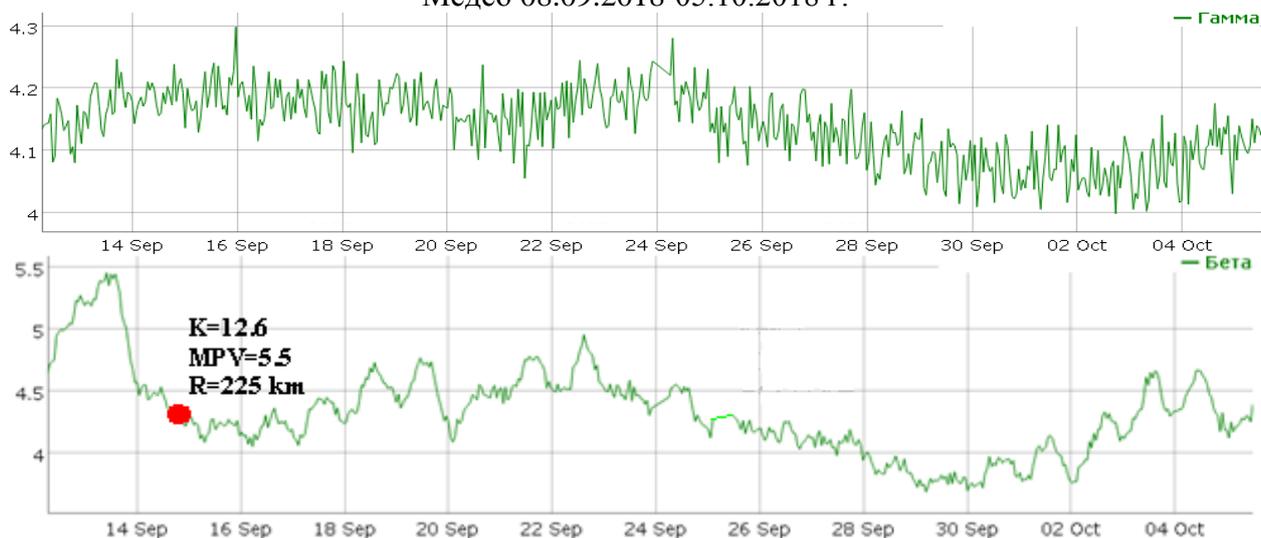


Рис. 6. Мониторинг по системе «САМОС-сейсмо-01» по записи по отдельным каналам

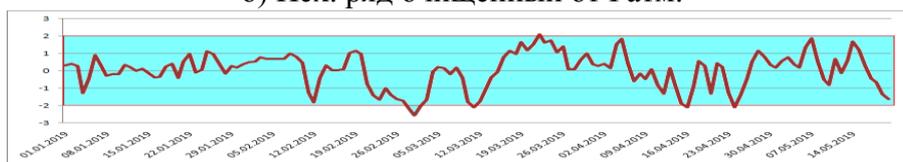
Непрерывное наблюдение за эсхалацией почвенного радона показывает, что на всех 8 пунктах автоматизированной регистрации датчиками «радон–сейсмо–01» непрерывно и синхронно регистрировались на 2^х каналах альфа (α) и бетта (β) излучений. Оценка влияния внешних факторов ($P_{атм.}$, $T_{воз.}$, $V_{воз.}$) на ход регистрации ЭПР по системе «сейсмо-радон» показала, что наиболее влияющим фактором является влажность и температура воздуха ($V_{воз.}$, $T_{воз.}$). Это вполне естественно, т.к. формирование восходящего потока эсхалации радона в почвенном слое происходит именно в зоне влажности. Этот процесс хорошо отслеживается на территории г. Алматы по профилю с юга – на север (в пунктах Медео – Бот сад – Шанырак) от гор в равнину, где по мере освобождения почвенного слоя от части льда в почве происходит увеличение эсхалации радона.

На рисунке 7 показана последовательность очищенных временных рядов ЭПР от влияния внешних факторов.

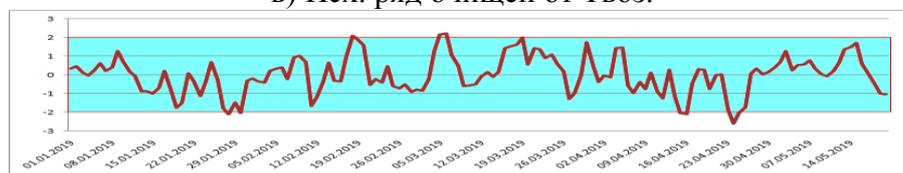
а) Стандартизированный исходный ряд (2β)



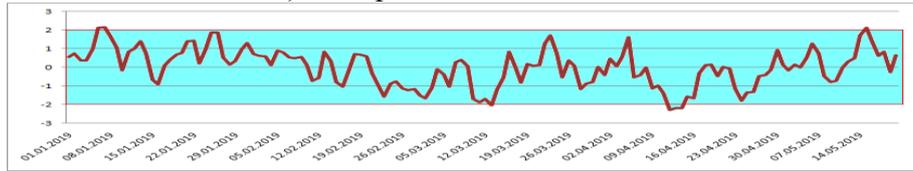
б) Исх. ряд очищенный от $P_{атм.}$



в) Исх. ряд очищен от $T_{воз.}$



г) Исх. ряд очищен от Vвоз.



д) Обработанный ряд, очищенный от всех внешних влияющих факторов (Ратм+Твоз+Vвоз)

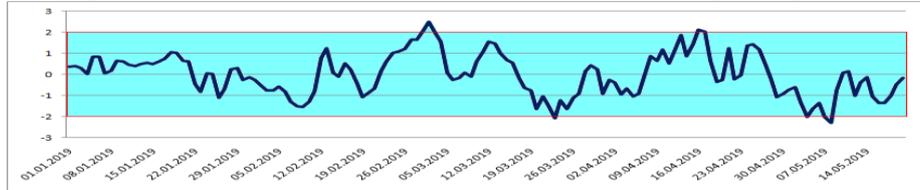
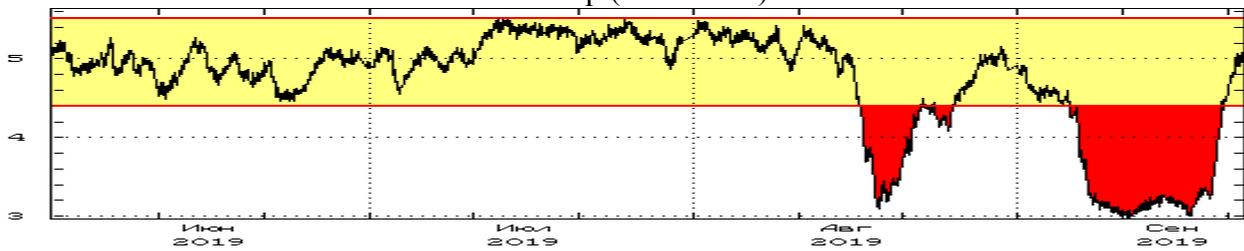


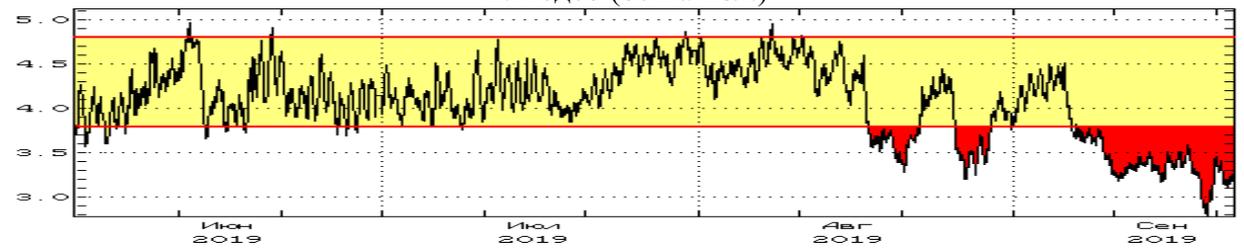
Рис. 7. (а,б,в,г,д) - Пример регистрации и обработки данных по стационарным пунктам наблюдения почвенного радона системы «Радон-сейсмо-01» за период с 01.01.2019 по 20.05.2019 гг. ст. Ботанический сад

(прибор №1)

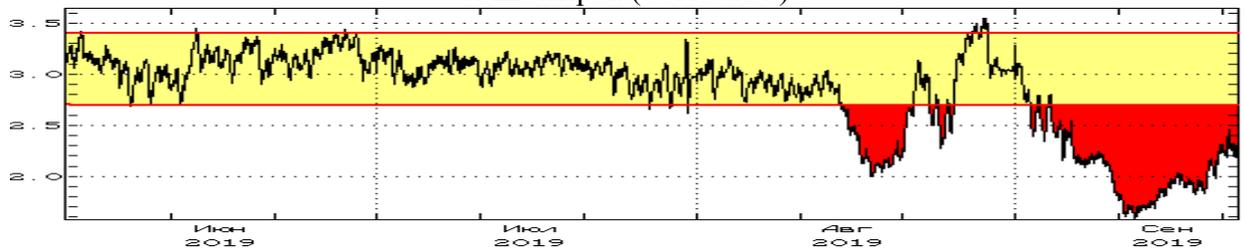
п.Акжар (бетга-изл.)



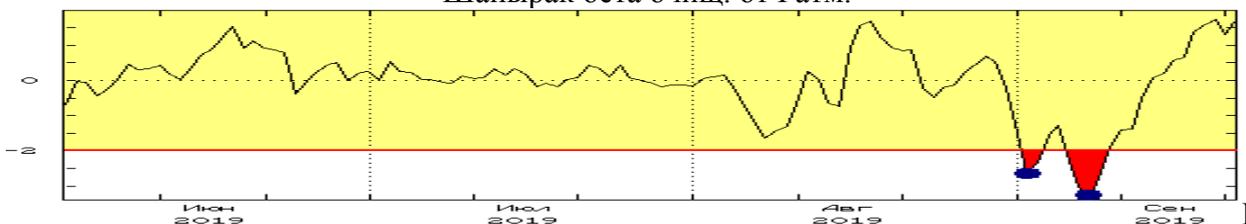
п.Медео (бетга-изл.)



п.Шанырак (бетга-изл.)



Шанырак бета очищ. от Ратм.



Ша

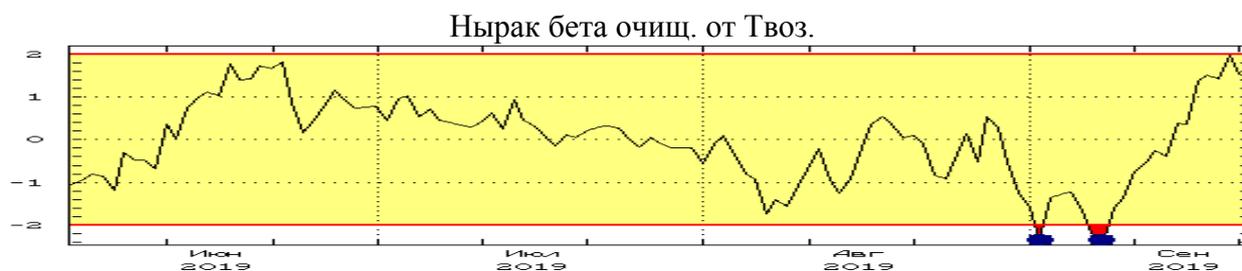


Рис. 8. Пример проявления аномалий на фоне очищения исходных рядов от влияния внешних факторов

5. Физическая модель формирования радоновых предвестников землетрясений в динамике эсхалации почвенного радона.

В условиях непрерывного радиоактивного распада в земной коре главным фактором возникновения аномальных вариаций изотопов радона в почвенном воздухе является знакопеременное изменение напряженно деформированного состояния геологической среды, где происходит данный процесс. В процессах подготовки сильных землетрясений такая модель работает в режиме упругой деформации, способная генерировать радоновые аномалии, которые восходят в приземную атмосферу. Данный процесс может быть описан нелинейным ходом. Под воздействием НДС в условиях растяжения (-P) сначала происходит некоторое уменьшение ЭПР из-за увеличения порового пространства, а затем резкое увеличение в результате открытия трещин в породах. В условиях воздействия НДС сжатия (+P) происходит в начале, уменьшение ЭПР за счет закрытия порового пространства, а затем закрытия трещин. После превышения критического уровня (+P) начинается образование массовых трещин во всем объеме. В результате порода раздробляется, а выход ЭПР аномально резко возрастает.

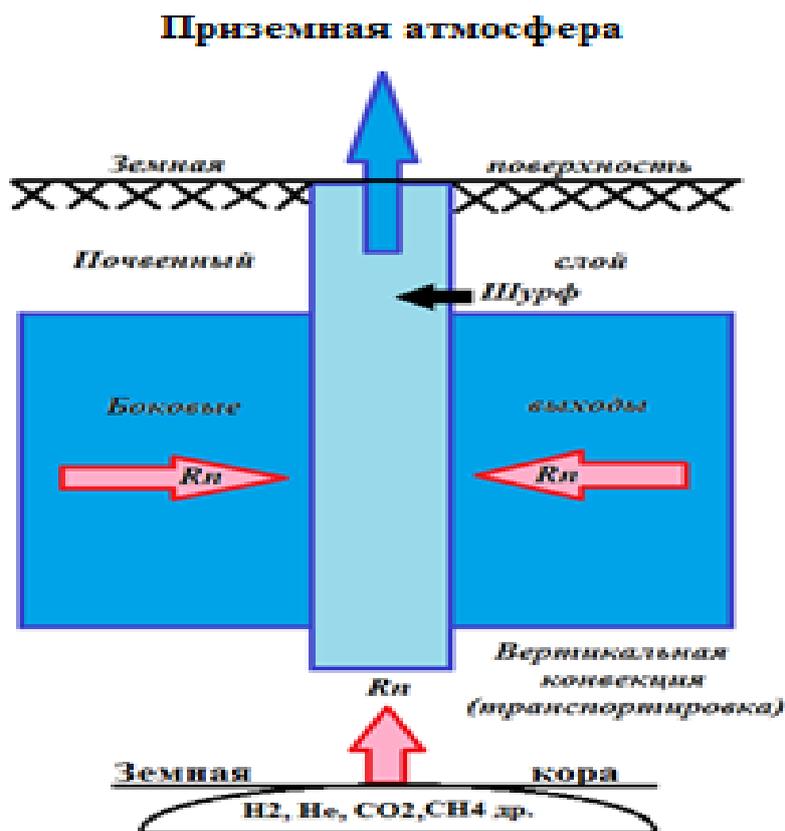


Рис. 9. Модель субвертикального восхождения почвенного радона в струе легких сквозных газов (по А.У. Абдуллаеву, 2019 г.)

По данным многих исследователей этот процесс может отражать НДС в верхней части земли до глубины 200 м. [3,6,7,14]. Ввиду того, что радон является очень тяжелым элементом, а его атомный вес составляет (атм. вес Rn^{222}), в этой связи нами предложена концепция вертикальной восходящей транспортировки продуктов радоноактивных распада (Rn и др. изотопы) путем вертикальной конвекции (Рисунок – 9). Такая модель может быть реализована только в восходящем струе микропузырьков легких инертных газов как H_2 , He , CH_4 , CO_2 и др. Необходимо подчеркнуть, что в этой модели достаточно убедительно обосновывается аномальный ход эсхалиции почвенного радона в связи с общим увеличением восхождения сквозных газов из тектонических трещин [11].

Заключение. Несмотря на довольно мощное влияние температурных вариаций на ход радонового поля в приземной атмосфере сейсмические процессы проявляются в значительных отклонениях от фоновых значений почвенного радона, как в сторону повышения, так и в сторону снижения.

Литература

- 1 Химическая энциклопедия / Редкол.: Кнунянц И. Л. и др.. - М.: Советская энциклопедия, 1995. — Т. 4 (Пол-Три). — 639 с.
- 2 Сисигина Т.И. Измерения эсхалиции радона с поверхности горных пород // Вопросы ядерной метеорологии. М.: Госатомиздат, 1962. С. 104-111.
- 3 Сисигина Т.И. Эсхалиция радона с поверхности нескольких типов почв европейской части СССР и Казахстана // Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М.: Атомиздат, 1965. С. 40-48.
- 4 Рудаков В.П. Мониторинг напряженно-деформированного состояния пород сейсмоактивного района эманационным методом // Геохимия. – 1986. № 9. – С. 1337-1342.
- 5 ТОО "СОЛО ЛТД" Методика измерения объемной активности радона (ОАР) Rn^{222} в различных средах. Алматы, 2010 г., 48с.
- 6 Шулейкин В.Н., Резниченко А.П., Пущина Л.В. О связях метана, водорода и радона почвенного воздуха // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: материалы Всерос. конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 544-547.
- 7 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.
- 8 Вакита Х. Изменение концентрации радона в грунтовых водах перед землетрясением в Изу-Ошима 1978 г. Доклад на Международном симпозиуме по прогнозированию землетрясений. Париж, 7 апр., 1979. ЮНЕСКО, с.59.
- 9 Абдуллаев А.У. Геохимические индикаторы межгеосферных взаимодействий «земная кора-атмосфера» в сейсмоактивных областях. Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии. Алматы, 2010, с.130-136.
- 10 Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов. – Алматы: Эверо, 2002. – 352 с.
- 11 Абдуллаев А.У. Активный геохимический и гидрогеологический мониторинг сейсмической активности Алматинского мегаполиса // В сб. докладов «Снижение сейсмического риска зданий и сооружений г. Алматы при сильных землетрясениях». – Алматы, 2007. – С. 41-46.
- 12 Абдуллаев А.У., Лагутин Е.И., Сулова Т.П. и др. Первые результаты геохимического зондирования тектонических разломов на основе профильных измерений объемной активности почвенного радона на территории Алматинского мегаполиса. Алматы, изв.НАН РК, серия геол. и техн. наук. №5, 2016 г.
- 13 Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966г. Ташкент, Фан, 1971 г., 672 с.
- 14 Султанходжаев А.Н. Основы гидрогеосейсмологии. Ташкент, Фан, 2006 г., 165 с.

СРЕДНЕСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МНОГОЛЕТНЕГО ХОДА ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ

Абдуллаев А.У., Турабаева Ж.Т.

Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан

Введение. Среднесрочный прогноз сильных землетрясений в системе прогнозирования занимает самое ответственное место, т.к. считается, что он имеет наибольшую вероятность реализации и способствует принятию конкретных превентивных мер и мобилизации населения. Одним из основных составляющих этого направления, признанных в мире, являются экстремальные временные аномалии в режиме флюидных параметров земной коры сейсмоактивных районов.

Научное обоснование методики. По данным многочисленных лабораторных исследований по деформированию больших образцов горных пород установлено, что пиковые выделения акустических колебаний, сопровождающих образование магистрального разрыва, согласно основной теории образования землетрясений [1], происходит не при максимальном нагружении, а при быстром ускоренном ходе нагружения. Вместе с тем, широко известен факт, что когда происходит заполнение крупных водохранилищ (Токтогульская, Нурекская ГЭС в Средней Азии и др.) возникающая при этом частота ощутимых землетрясений с относительно высоким энергетическим классом происходит именно при быстром заполнении больших резервуаров. Отсюда вытекает, что устойчивость геодинамического равновесия водохранилищ или других тектонических структур нарушается при спонтанном экстремальном воздействии аномальных напряжений на эти системы. Такую закономерность в модели можно увидеть при сезонных максимумах в ходе слабой сейсмичности, что, безусловно, связано с количеством выпавших метеорологических осадков [1,2,3]. Исходя из вышеизложенного, представляется вполне обоснованным поиск новых среднесрочных предвестниковых критериев сильных землетрясений в градиентном ходе изменения УПВ ($Q_{\text{скв}}$) или в дебите самоизливающихся скважин и родников в сейсмоактивных районах. В этом аспекте быстрые, ускоренные изменения напора воды (градиенты) в многолетнем ходе метеорологических осадков и последующем за ним изменении уровня подземных вод (УПВ) в области подготовки крупных землетрясений, безусловно, будет иметь прогнозное значение.

Для реализации данной концепции нами был разработан новый расчетный метод среднесрочного прогноза сильных землетрясений, основанном на непрерывном отслеживании градиентных аномалий в многолетнем ходе УПВ ($Q_{\text{скв}}$) в сейсмоактивных районах. С этой целью, был сформирован расчетный показатель: многолетний ход модульных коэффициентов УПВ $M_k(Q)$ и выпавших в районе нахождения скважин метеорологических осадков $M_k(O_{\text{ос}})$, а также температура воздуха $M_k(T_{\text{воз}})$ в непрерывном многолетнем режиме наблюдаемых скважин.

Методика исследования. На базе непрерывных многолетних наблюдений более чем за 40 лет были рассчитаны модульные коэффициенты УПВ ($Q_{\text{скв}}$) осадков, температура воздуха ($M_{\text{ур}}$ и $M_{\text{ос}}$, MT^0) за последние 22 года (1998 – 2019 гг.). Эти коэффициенты формировались путем вычисления среднемесячных и среднегодовых значений указанных параметров, а затем и их деление на средний многолетний уровень этих показателей за весь период наблюдения. Таким образом, вычисленные модульные коэффициенты по УПВ ($M_{\text{ур}}$) или расходам $M_k(Q)$, а так же и по осадкам $M_k(O_{\text{ос}})$, наблюдательным скважинам глубиной 300 – 500 м. Такие расчеты были выполнены по всем глубоким скважинам (ст.Тау-Тургень, Алма-Арасан, Горельник, Известковый, Курам в Алматинском сейсмоопасном районе (Рис.1). Ход модульных коэффициентов показан на Рис. 1).

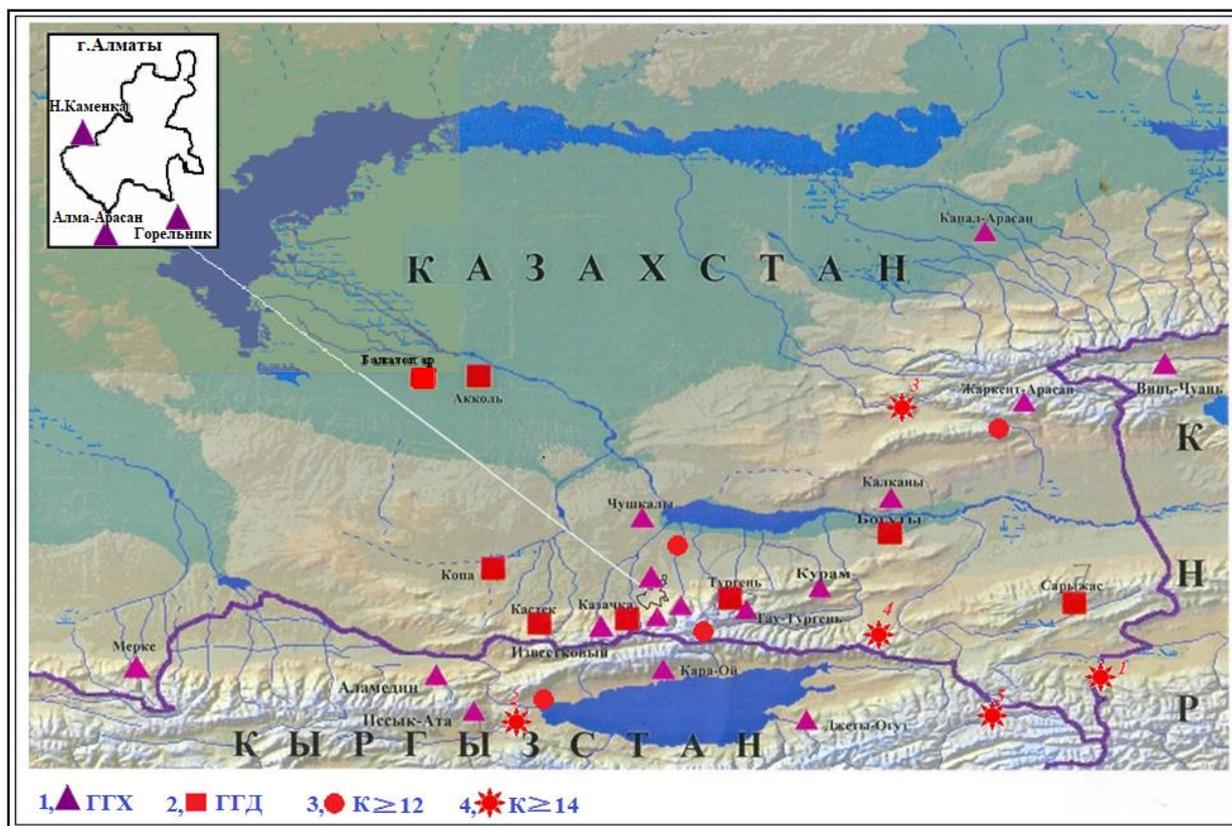


Рис. 1. Карта размещения наблюдательной сети и эпицентры изогенных сильных землетрясений в Юго-Восточном Казахстане, 1, 2 – станции наблюдения, 3, 4 – эпицентр слабых и сильных ЗТ

Корреляция хода модульных коэффициентов и сейсмических событий. Для этого были выбраны только сильные землетрясения с $K \geq 14$ ($M_s = 5.5$), которые произошли на территории Юго-Восточного Казахстана в радиусе (R) до 200 км от пунктов наблюдения, согласно предполагаемой области распространения предвестниковых аномалий [4] согласно формуле, где R – радиус развития предвестников M – магнитуда ЗТ.

На Рис. 2 вынесены все крупные землетрясения в южной части АПП, произошедшие в 2003, 2006, 2009, 2012, 2013 годах с $K \geq 14$, а также дополнительно слабые землетрясения с $K \geq 12$ произошедшие в 1999 и 2018-2019 гг. на полигоне. Следует заметить, что за весь период наблюдения происходило устойчивое трендовое снижение УПВ в скважинах и в целом в Зайлийско–Алматинской зоне. Анализ долговременного хода M_{oc} показал, что он в целом стабилен и колеблется в устойчивом коридоре с некоторыми аномалиями 1997-2003, 2006-2007, 2010–2011 и 2017 гг. В его ходе четко отмечает внутренняя волновая периодичность 3-5 лет. Между тем, ход $M_k(Q)$ совершенно иной, автономный, со своей периодичностью (5–10 лет) с явным устойчивым трендом на снижение. На этом фоне устанавливается, что градиентный ход $M_k(O_{oc})$ опережает ход $M_k(Q)$ на год (± 3 месяца). На Рис.3 четко видно, что каждое крупные землетрясения происходят на ветви ускорения или замедления или смены знаков градиентного хода УПВ($Q_{скв}$). Аномальный градиентный предвестниковый отрезок опережает событие от полгода до 2^{-x} лет, что укладываются в рамки среднесрочного прогноза.(рисунки – 2, стрелки на кривой)].

Эти результаты еще раз подтверждают, что динамическая неустойчивость в очаговых зонах, приводящая к землетрясениям, вызвано «переплюсовкой» градиентного хода M_Q . Реализация землетрясений происходила при образовании скачка («слома») этих факторов. Отсюда можно заключить, что крупные землетрясения готовятся в условиях резкого флюидонасыщения, или, наоборот, «осушения» геологической среды в сейсмогенных структурах. Следовательно, такие условия, безусловно, являются одними из необходимых

для возникновения крупных землетрясений и, следовательно, могут быть рассмотрены как критерии среднесрочных аномалий.

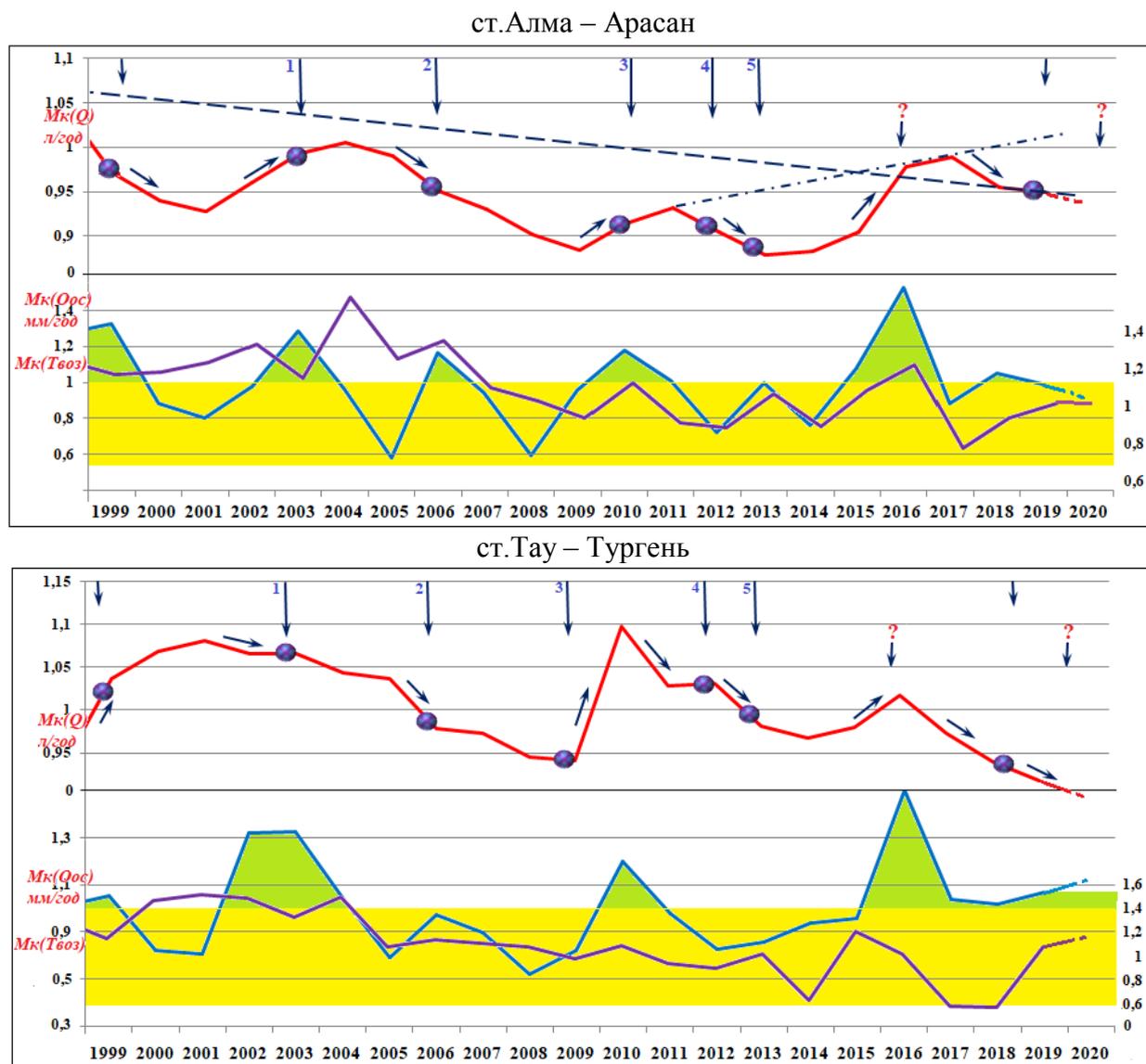


Рис. 2. Долговременный ход модульных коэффициентов дебета скважины $Mk(Q)$ (УПВ) и выпавших осадков $Mk(O_{oc})$ в глубоких скважинах Алма-Арасан (А) и Тау Тургень (Б) за период 1998 – 2019 гг.

Стрелки – моменты возникновения крупных землетрясений ($K \geq 14$), 1 – 5 – номера землетрясений, красные стрелки – направление градиента.

Как видно на Рис. 2, все сильные землетрясения приурочены к инверсионным (знакопеременным) отрезкам (словам) многолетнего хода, что соответствует многолетнему градиентного хода УПВ, что соответствует градиентным аномалиям в ходе осадков. Так, землетрясение 2003 г. ($K=14$) на востоке полигона произошло при наборе максимума градиента (максимального напора) УПВ на станции Алма – Арасан за 2 года до событий по отношению к фоновому тренду, а землетрясение 2006 г. ($K=14$) приурочено, наоборот, к обратному ходу с градиентом снижения (быстрому уходу напора). Третье землетрясение – 2009 г. на северо-востоке полигона, приурочено к инверсионному ходу возрастания градиента. Следующие два землетрясения приурочены к обратному градиентному ходу снижения одной волны и начала набора следующего подъема градиента уже с обратным

знаком. Такую же картину мы наблюдаем в ходе этих коэффициентов на ст. Тау – Тургень (Рис.2 Б).

В этой последовательности модульного хода ($M_{ур(Q)}$) прогностическим критерием выступают начало слома и переплюсовка знака градиентного хода до реализации землетрясения, что занимает время от полгода до двух лет. Например, перед землетрясением 1, 2 и 3 (2003, 2006, 2009) период подготовки занял 2 года, а для землетрясения 4, 5 около года. Что касается аномальных градиентов 1998-1999, то оно связано, возможно, с землетрясением 6 декабря 1999г. с $K=12.6$. На сломае 2016 г. мы видим реализацию местного землетрясения ($K=11$) около этих скважин. На аномальном сломае 2018 – 2019 гг. происходили в центре полигона три относительно слабых землетрясений с $K=12$, которые находились на расстоянии около 60 – 80 км от наблюдательных пунктов.

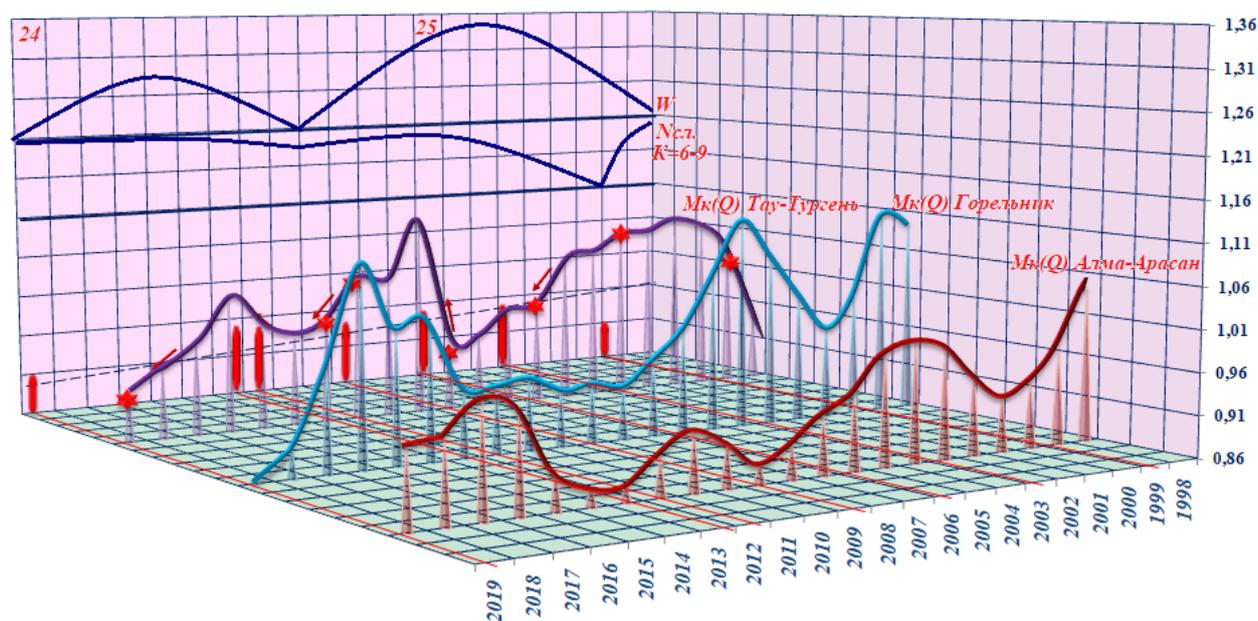


Рис. 3. Пространственно-временное соотношение временного хода M_Q , модульных коэффициентов и слабой сейсмичности, ($K=6-9$) солнечных циклов и гидрогеологических периодичностей

Черные линии – моменты сильных землетрясений, штрих-линии – направление тренда.

В ходе модульного коэффициента УПВ ($Q_{скв}$) за период 1998 – 2019 гг. в глубоких скважинах полигона хорошо видно, что имеет место два 11 летних гидрогеологических цикла: с 1998 по 2009 и с 2010 – 2019 гг., которые при общем сохранении тренда снижением M_Q .

В каждом цикле имеет место разная внутренняя направленность хода: т.е. если первый период в тренде снижения, то второй период имеет обратный ход повышения градиента. Оба эти периода хорошо вписываются соответственно в 23 и 24 циклы солнечной активности, которые имеют тренд резкого уменьшения солнечной активности (от 150 ед. максимума числа W в 23 цикле) до 70 ед. в 24 цикле, который является самым минимальным за последние 100 лет. Что касается хода слабой сейсмичности, то он характеризуется при 80 – 100 событий в год в 90-х годах, до 140 – 160 событий в год в первый период и их определенные снижения за последний период (до 50-60 событий). Из анализа этих данных следует, что подземные воды, будучи непосредственным участником в формировании очагов подготовки сильных землетрясений, в полной мере отражают основные этапы подготовки и реализации крупных землетрясений [1,3,6,7,8]. В предыдущих работах [5,6,7,8] достигли убедительные показатели этих взаимообусловленности.

Заключение. Описанная выше закономерность представляется фундаментальной, т.к. полностью соответствует физической модели подготовки землетрясения, связанная с процессами деформации сжатия и растяжения. В таком случае использование этих закономерностей. В контексте космофизических факторов с учетом космофизических факторов (гидрогеологические и солнечные циклы и хода слабой сейсмичности) [3,6,8] дает научное обоснование для осуществления среднесрочного прогноза сильных землетрясений.

Литература

- 1 Абдуллаев А.У. Флюидный режим земной коры как отражение современных геодинамических процессов (на примере Тянь-Шаня). Алматы: Эверо, 2002 г. – 352 с.
- 2 Абдуллаев А.У. Теория отражения современных геодинамических процессов во флюидном режиме земной коры. // Доклады НАН РК. 2002 г. №6. с.65-72.
- 3 Абдуллаев А.У. Циклические процессы в гидросфере и их влияние на геодинамику. Современная геодинамика и сейсмический риск Центральной Азии. Алматы 2014г, с.152-159.
- 4 Методические указания по организации и проведению гидрогеологических наблюдений на специализированной региональной сети в целях прогноза сильных землетрясений. //М.: ВСЕГИНГЕО. 1985. 41с.
- 5 Ковалевский В.С. (1973). Условия формирования и прогноза естественного режима подземных вод. М. Недра, с.152.
- 6 Капылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважинах под влиянием землетрясений. // Вестник КРА УНЦ, серия науки о Земле, 2005 г. №5, с.113-125.
- 7 Абдуллаев А.У. Турабаева Ж.Т. Анализ временного хода ГГД параметров подземных вод с целью прогнозирования землетрясений на Алматинском прогностическом полигоне (Казахстан).
- 8 Абдуллаев А.У. Турабаева Ж.Т. Комплексный анализ Многолетних вариации временного хода гидрогео-метеорологических и сейсмологических параметров в юго-восточном Казахстане в связи с реализацией сильных землетрясений. Алматы – Бишкек 2013 г.

УДК: 550.8.08

ПРОТОТИП СИСТЕМЫ РАННЕГО ОПОВЕЩЕНИЯ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Ибрагимов А.Х., Ли А.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

Цель – разработка системы раннего оповещения о сильных землетрясениях в условиях редкой сети сейсмических станций. Методы, разработки ведутся в трех направлениях – оперативная автоматическая генерация карт изосейст после события, создание акселерометров с возможностью отправки данных на центральный сервер с последующим расчетом ожидаемой интенсивности колебаний и времени ожидания события, и разработка прибора непрерывно поступлении волны с периодом больше 2 секунд и величиной ускорений определенной величины. Результаты – создана система автоматического построения карт изосейст сильных событий, запущен сервер сбора данных от удаленных станций, отправляющий предупреждение об ожидаемом землетрясении посредством telegram-bot. Область применения исследований – защита населения.

К настоящему времени системы раннего оповещения о возникновении сильного землетрясения эффективно используются в Японии, Тайване, Мексике, тестируются в США, Греции, Румынии, Турции (в рамках проекта REAKT и SAFER). В Центральной Азии была начата разработка прототипа системы оповещения на основе SOSEWIN (GFZ), но пока

информация о результатах не опубликована. Алгоритмы работы подобных систем детально описаны в работах сейсмологов США, Японии и Италии [1-6].

В рамках Государственной программы по уменьшению ущерба от стихийных бедствий в Узбекистане разрабатывается прототип системы экстренного оповещения о сильных землетрясениях.

Принцип действия СРОЗ основан на следующем. Очаг события генерирует три типа волн: продольные (P), поперечные (S) и поверхностные (волны Лява, L и Релея, R). По параметрам P -волны система определяет магнитуду землетрясения и рассчитывает интенсивность создаваемых S - и LR -волнами сейсмических воздействий на защищаемой территории.

Алгоритмы работы СРОЗ.

1. *ElarmS* – определяет энергию, излучаемую очагом землетрясения. Используется спектр P -волны по данным нескольких станций. По эмпирической модели затухания энергии с расстоянием оценивается интенсивность на сотрясаемой площади. Методология позволяет генерировать сигнал тревоги до прихода S - и LR -волн. Метод требует применения данных не менее 4-х станций [1]. Применение алгоритма *ElarmS* с учетом задержки потока данных при его передаче в центр обработки, для эпицентральных расстояний менее 125 км. нецелесообразно, т.к. тревога будет генерироваться одновременно с приходом поперечных и поверхностных сейсмических волн.

2. *Virtual Seismologist (VS method)* – метод «Виртуальный сейсмолог» [3] использует в качестве входных данных ускорения, скорости и смещения чего для многофакторного вероятностного комплексного использования Байесовской модели. Здесь применяется множество параметров, такие как топология сети, текущая сейсмическая активность, модель вспарывания в очаге и др. В основу метода входит робастный анализ параметрических данных.

3. *Onsite method* – τ_c - Pd алгоритм [2], основанный на определении магнитуды землетрясения по периоду τ_c и пиковой амплитуде смещения грунта Pd первого вступления P -волны. Этот алгоритм позволяет быстро определять магнитуду событий, однако менее точен в сравнении с алгоритмами определения параметров событий по данным ряда станций.

Сеть сейсмического мониторинга территории Узбекистана включает 40 стационарных пунктов регистрации, из них 16 станций в режиме онлайн, т. е. остальные пункты для реализации системы раннего оповещения неприменимы. Еще одна проблема – станции, расположенные вблизи очаговых зон, как правило, размещены в горной местности и, соответственно не обеспечены возможностью передачи данных в режиме реального времени.

Сеть сейсмического мониторинга территории Узбекистана включает 40 стационарных пунктов регистрации, из них 16 станций в режиме онлайн, т. е. остальные пункты для реализации системы раннего оповещения неприменимы. Еще она проблема – станции, расположенные вблизи очаговых зон, как правило, размещены в горной местности и, соответственно не обеспечены возможностью передачи данных в режиме реального времени.

Изучение конфигурации национальной сети сейсмического мониторинга показало неэффективность применения методов *ElarmS* и *Virtual Seismologist*, требующих использование данных четырех и более сеймостанций. С учетом длительности пакетов данных *SeedLink* (протокол сейсмологических данных) – 8 с, использование описанных выше алгоритмов нецелесообразно. На рисунке 1 приведена диаграмма времени предупреждения с применением различных алгоритмов.

В случае сейсмического события на расстоянии 125 км от Ташкента с использованием потока данных от станций, оповещение придет одновременно с поперечными и поверхностными волнами.

На базе микроконтроллера ARDUINO UNO-3 и цифрового MEMS-акселерометра ADXL-345 разработан бюджетный акселерометр с функцией передачи данных по протоколу HTTP. Для получения и отображения данных разработано серверное программное

обеспечение на языке PHP, которое реализует протокол взаимодействия по архитектуре REST API. Данные о событиях, а также списки станций хранятся в базе данных MySQL.

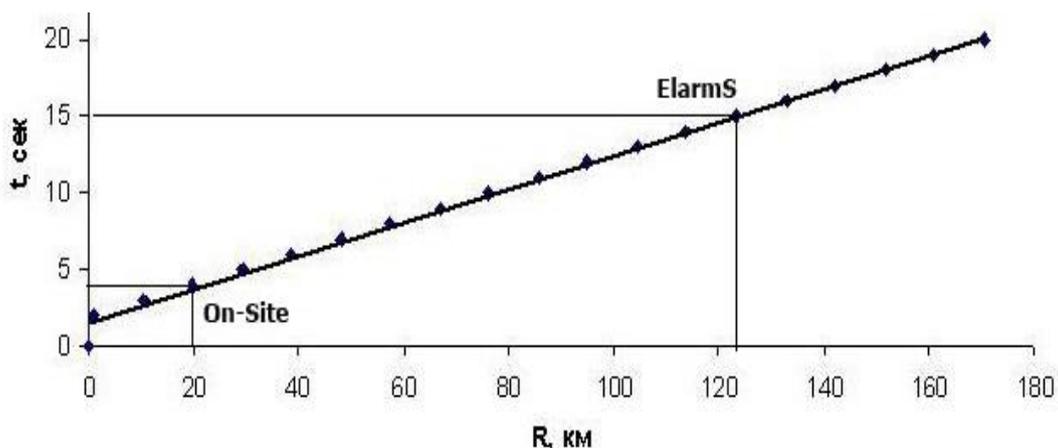


Рис. 1. Время определения магнитуды события с использованием On-Site и ElarmS

К настоящему времени проведено тестирование его устойчивой работы. Он оснащен Ethernet-адаптером для подключения к сети. Исходя из возможности оперативной передачи данных, предложена следующая топология системы оповещения: выбирается станция, работающая в онлайн режиме, максимально близко расположенная к очаговой зоне. Акселерометр, установленный в пункте регистрации, отправляет пиковые значения ускорений при приходе сейсмического события на сервер сбора данных посредством HTTP POST-запроса определенной структуры. В 2020 г. планируется установить несколько приборов на сейсмических станциях, расположенных вблизи очаговых зон (ст. Фергана – 35 км от Южно-Ферганского разлома (рис. 1), Канское землетрясение 2011 г. с $M = 6,1$; ст. Китаб – в 18 км от события 2016 г. с $M = 5,0$; ст. Байсун – в 150 км от очага Каратагского события с $M = 7,1$; ст. Джизак – 42 км от Бахмалской зоны ВОЗ; Самарканд – ближайшая онлайн станция к газлийской очаговой зоне). На рис.2 приведена схема прохождения лучей от очага, расположенного в районе Южно-Ферганского разлома до Ферганы и защищаемой территории – г. Ташкента.

Зная величину ускорений, пришедших на пункт регистрации (в данном случае на удаленную сейсмостанцию), а также закономерность их затухания с расстоянием, на серверном программном обеспечении вычисляются ускорения, ожидаемые на защищаемой территории, и пересчитываются в интенсивность по шкале EMS-98.



Рис. 2. Сейсмические лучи от зоны возможного очага землетрясения и ст. Фергана

От Южно-Ферганского разлома S-волны приходят в Ташкент за 71 с, от ст. Фергана – за 66 с. От очага до ст. Фергана S-волны волны приходят за 8 с. Время ожидания в Ташкенте составляет 58 с.

На рисунке 3 представлен скриншот с экрана веб-сервера, получившего данные от станции Джиззак.

The screenshot shows a web interface for 'Seismo Log'. At the top, there are links for 'На главную' and 'События'. Below is a breadcrumb trail: 'Главная / История событий / 2020-07-01 17:56:43 DZI (г. Джиззак)'. The main heading is '2020-07-01 17:56:43 DZI (г. Джиззак)' with a 'Удалить' button. A table below lists the following data:

Сенсор	DZI (г. Джиззак)
Дата и время события	2020-07-01 17:56:43
Ускорение	272.00000
Расстояние до Ташкента, км	180.53284051531
Ускорение в Ташкенте	20.101764934543
Интенсивность в Ташкенте	5.0
Время прихода в Ташкент	48.6

Рис. 3. Окно веб-сервера с информацией о максимальных пиковых ускорениях на ст.Джиззак, ожидаемой интенсивности и времени прихода сотрясений в Ташкент

Для оперативного получения информации разработан Telegram-bot «SeismoNet Uzbekistan» с авторизацией входа. Пример сообщения бота показан на рис.3.

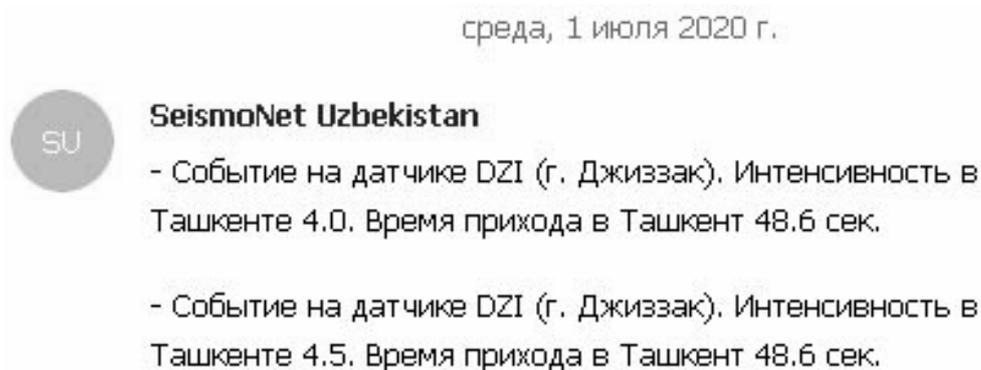


Рис. 4. Сообщение telegram-bot об ожидаемых сотрясениях в г.Ташкенте

К настоящему времени изготовлено, настроено и протестировано 8 приборов. Калибровка производилась методом сравнения с использованием цифрового акселерометра CMG-5TDE производства Guralp, Великобритания. Пороговое значение триггера акселерометров выставлено на величину 70 см/с^2 , что соответствует 5,5 баллам по шкале EMS-98. Время срабатывания от толчка до поступления предупреждения составило 0,5 секунды.

Работа выполнена в рамках гранта Министерство инновационного развития Республики Узбекистан № ПЗ-20170921217.

Литература

- 1 Allen, R.M. The status of earthquake early warning around the world: an introductory overview / Richard M. Allen, Paolo Gasparini, Osamu Kamigaichi and Maren Böse // *Seismological Research Letters*, September/October 2009. – Vol. 80, No. 5. – Pp. 682–693. DOI: 10.1785/gssrl.80.5.682.
- 2 Kanamori, H. Real-time seismology and earthquake damage mitigation / Hiroo Kanamori // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2005. – Vol. 33. – Pp. 195–214. DOI: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122626.
- 3 Wurman G. Earthquake Early Warning and the Physics of Earthquake Rupture / A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. University of California, Berkeley. 2010. 97 p.
- 4 Earthworm Central [Electronic resource]. – Mode of access: <http://www.earthwormcentral.org/>. – Date of access: 17.05.2020.
- 5 Wu, Y.M. et al. Earthquake Early Warning System in Taiwan / Yih-Min Wu, Nai-Chi Hsiao, Tai-Lin Chin, Da-Yi Chen, Ya-Ting Chan, Kai-Shyr Wang // Ed.: M. Beer, I. Kougioumtzoglou, E. Patelli, I. Au. – *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. 2013. – Springer, Berlin, Heidelberg. – DOI: 10.1007/978-3-642-36197-5_99-1
- 6 Earthquake Early Warning System Palert [Electronic resource]: Jenlogix Industrial Technology Partner. – Mode of access: <https://www.earthquakeearlywarning.systems/palert.html>. – Date of access: 17.05.2020.

УДК 550.341

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ПОДПОЧВЕННОГО РАДОНА И МОЛЕКУЛЯРНОГО ВОДОРОДА В КОПЕТДАГСКОМ СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ ТУРКМЕНИСТАНА

Ишанкулиев Дж., Мурадов В.А., Карякин С.В.

ТГУ им. Махтумкули, ИС и ФА АНТ, Ашхабад, Туркменистан

Работа посвящена исследованию динамики концентрации подпочвенного радона (^{222}Rn) и молекулярного водорода (H_2) на территории Копетдагского сейсмоактивного региона Туркменистана. Регион характеризуется сложным геолого-тектоническим строением, отличается тектонической и сейсмической активностью недр и другими явлениями, природа которых обусловлена деформационными процессами. Наблюдения за временными вариациями концентраций подпочвенного радона и молекулярного водорода проводится в пунктах Гермаб и Берзенги (Ашхабад).

Наблюдения за изменениями концентрации радона проводились с использованием сейсмической радоновой станции, СРС-05. Прибор проводит автоматизированные непрерывные измерения объемной активности (ОА) радона-222 (^{222}Rn) и торона-220 (^{220}Rn) в почвенном воздухе с сохранением всех результатов измерения и выводом данных на ПЭВМ. Прибор также контролирует температуру, относительную влажность и давление.

Регистрация концентраций молекулярного водорода (H_2) в подпочвенном воздухе проводилась с помощью газоанализатора типа ВГ-3А. В приборе предусмотрена внутренняя память для непрерывной записи измерений и последующей обработки на компьютере. Диапазон измерения концентраций водорода, 10^{-6} - 10^{-3} объёмных % (0,01-10 ppm). Относительная ошибка измерений $\pm 10\%$. Приборы чувствуют концентрацию водорода 0,5ppm, что составляет $N=20$ -30 делений [6]. Данные представленные на графиках (рис.3 и 4) изменения H_2 построены на приведенных значениях, снятых из показаний прибора ВГ-3А, настроенного на заводе, т.к. в режимных наблюдениях нас интересует временные изменения, а не абсолютные значения параметра. Концентрация водорода определяется по калибровочному графику. Рабочая способность приборов проверяется с одновременным измерением H_2 другим прибором, не используемым в полевых наблюдениях. Так как

графики кривых изменения молекулярного водорода построены на приведенных значениях, поэтому единица измерения (объемных % или ppm) на них не показаны.

Измерения концентрации подпочвенного ^{222}Rn и H_2 производилась на глубине 1,2–1,5 м. Рассмотрим некоторые фрагменты изменения концентрации природных газов в наблюдаемых пунктах полигона.

На Рис. 1 представлены фрагменты изменений подпочвенного радона-222 и торона-220 в пункте Гермаб, на которых можно видеть определенную (корреляционную) связь между этими параметрами. Измерения концентрации подпочвенного радона и торона в пункте Гермаб с использованием прибора СРС-05 проводились около двух лет и в рядах прослеживается связь между ^{222}Rn и ^{220}Rn . Нестабильность концентрации подпочвенного ^{220}Rn в наблюдательном пункте может быть связана также с усилением потока других природных газов в зонах активных разломов, усиливающихся особенно в периоды активизации тектонических процессов.

Радиоактивные газы ^{222}Rn и ^{220}Rn имеют разные периоды полураспада, в частности радона – 3,8 суток, торона – 54, 5 сек. В связи с коротким периодом полураспада торон не успевает продиффундировать на большую высоту (расстояние). По-видимому, поэтому с целью поиска предвестников землетрясений к изотопу ^{220}Rn не уделялось особое внимание. Полученные результаты позволяют нам использовать изучение режима ^{220}Rn для поисков предвестников землетрясений в регионе в комплексе с другими параметрами.

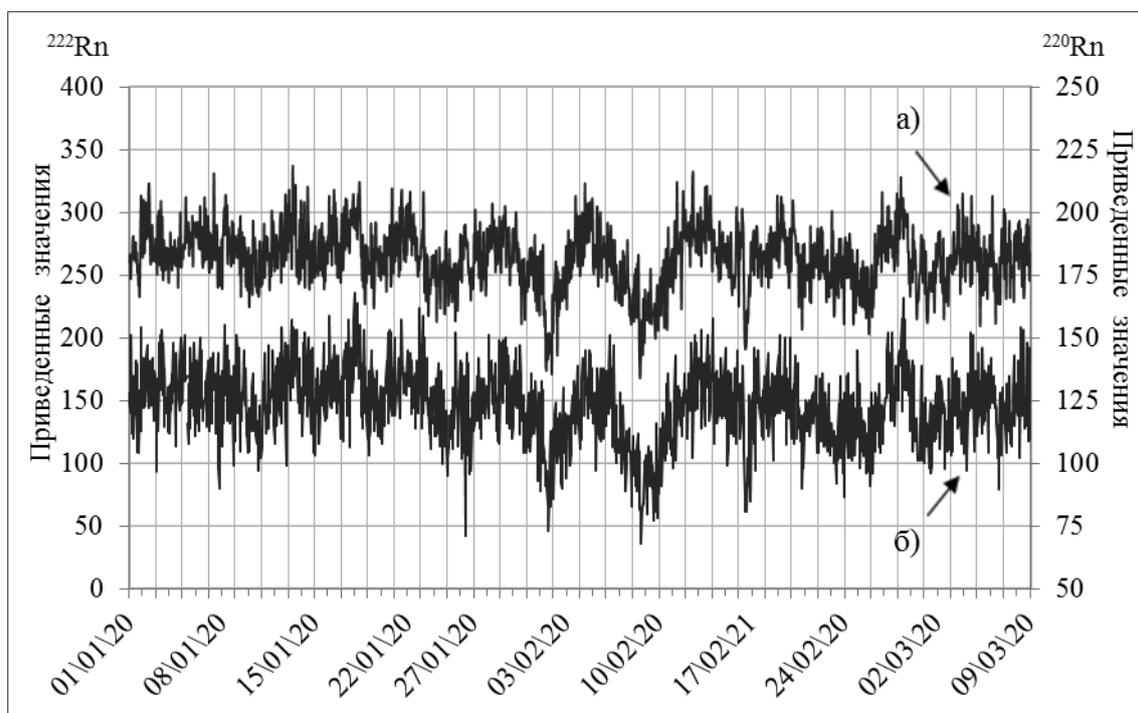


Рис. 1. Ход концентрации подпочвенного ^{222}Rn (а) и ^{220}Rn (б) в пункте Гермаб

Анализ временных изменений АО радона-222 в подпочвенной атмосфере в пункте Гермаб показывают нестабильность их режима во времени (Рис.2). Наиболее яркие изменения подпочвенного ^{222}Rn наблюдались в период аномальных изменений погодных условий (сильное понижение атмосферного давления) в январе 2019 года (Рис.2а и б). Изменения концентрации подпочвенного ^{222}Rn с 13.01.2019 по 19.01.2019 года имели идентичный ход с атмосферным давлением ($P_{\text{атм}}$), причем значение обоих параметров падали. Понижение концентрации подпочвенного ^{222}Rn и $P_{\text{атм}}$ наблюдалось также с 12 по 19 марта. При этом, изменения атмосферного давления (низкие уровни) несколько запаздывало от изменения концентрации подпочвенного радона. Возможно геодинамические процессы, происходящие в зонах активных разломов, отражались и в ходе атмосферного давления (рис.2а). Отметим, что данные по изменению атмосферного давления на графике 3 (а также

4) сняты из прибора СРС-05, настроенного на заводе, т.к. в наблюдениях нас интересует временные изменения $P_{\text{атм}}$, а не абсолютные значения параметра.

Поведение объемной активности радона подпочвенной атмосферы в период аномальных изменений погодных условий в регионе естественный процесс и возможно ОА ^{222}Rn реагировало на сильные внешние воздействия. Однако известно, что многие региональные и локальные природные явления связаны с усилением геологических и тектонических процессов в недрах Земли [9], одним из проявлений которых является изменения режима подземных флюидов, его газовой составляющей, потоков природных газов (в том числе, ^{222}Rn и ^{220}Rn), в основном из зон геологических разломов, поднимающихся на поверхность и далее в тропосферу [2,6,9]. Это позволяет использовать результаты исследования динамики подпочвенного ОА ^{222}Rn и ^{220}Rn в целях прогнозирования природных опасных явлений, как земных, так и атмосферных явлений.

Имеется много примеров [3,8,10] происходящих процессов в зонах активных тектонических разломов земной коры, сопровождающих подготовку и реализацию землетрясений, на изменения метеорологических процессов. При этом считается, что среди влияющих на метеорологические процессы, важную роль играет радон и продукты его распада [3,8]. Влияние геологических, сеймотектонических процессов на поток ^{222}Rn , в том числе и других природных газов (H_2 , He , CH_4 и др.) в приземную атмосферу доказано многочисленными полевыми наблюдениями в сейсмически активных районах [2,4,7,11].

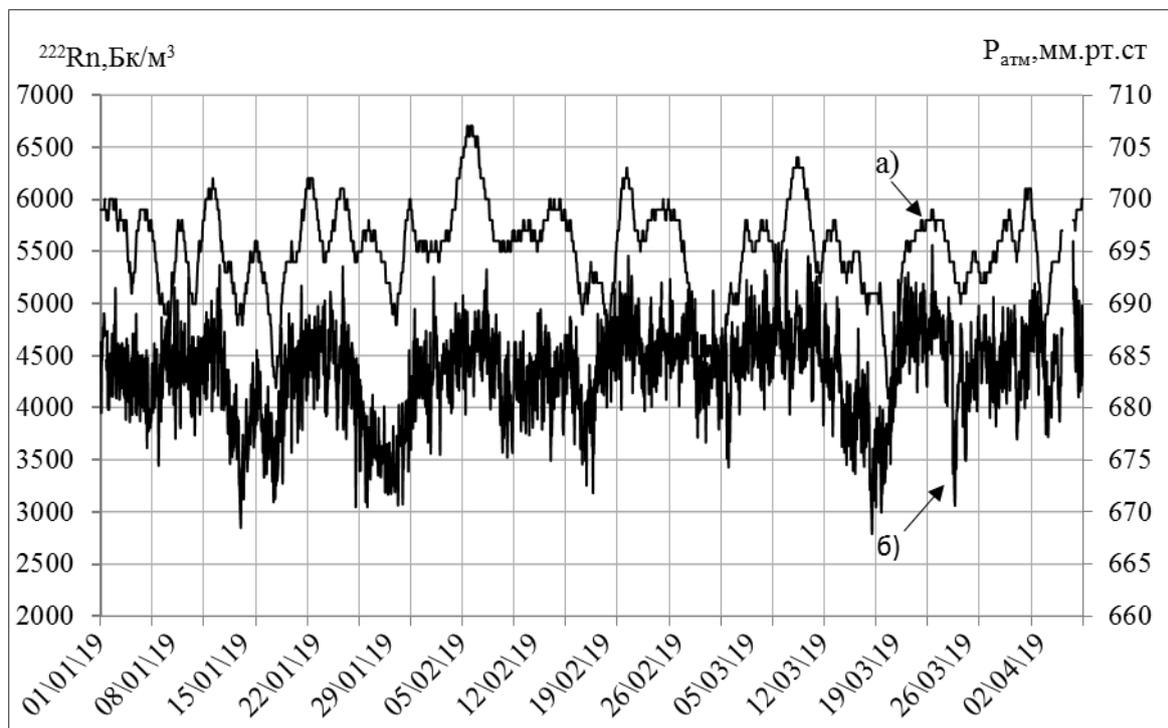


Рис. 2. Изменение концентрации подпочвенного радона (а) в пункте Гермаб, в период сильных изменений атмосферного давления (б)

Так как радон и продукты его распада являются основным ионизатором воздуха, то усиление потоков ^{222}Rn из земли в приземный воздух приведет к росту концентрации ионов в атмосфере. Согласно [8], высокая энергетическая эффективность процесса ионизации приводят к вариациям параметров атмосферы. Изменения метеорологических параметров фиксировались перед сейсмическими событиями в различных сейсмоактивных регионах [3,5,8,10]. Изменения метеорологических параметров наблюдались [5] перед Ашхабадским катастрофическим землетрясением 1948 года ($M=7,3$).

На Рис.3 представлены изменения атмосферного давления, концентрации подпочвенного радона и молекулярного водорода в пункте Гермаб, а также H_2 в пункте

Берзенги региона с сентября 2019 года по начало 2020 г. Можно видеть, что концентрации подпочвенного радона (рис.3б) в начале сентября вели себя относительно стабильно. Однако во второй половине месяца наблюдалось понижение концентрации радона и в третьей декаде сентября достигло некоторого низкого уровня. В дальнейшем, концентрации ^{222}Rn начали повышаться и в начале октября достигли прежнего уровня. В этот период наблюдалось некоторое колебание атмосферного давления, где в начале 5-6 дней $P_{\text{атм}}$ падало (на 10-11 мм.рт.ст.), после чего, $P_{\text{атм}}$ резко повысилось и приобрело (через 1 сутки) прежние уровни (рис.3а). В дальнейшем фон концентрации подпочвенного радона до начала октября медленно повышался, достигнув некоторого уровня, несколько стабилизировался. В конце ноября во временных рядах концентрации подпочвенного ^{222}Rn наблюдалось понижение его значений и в начале декабря достигло своего наиболее низкого уровня (Рис.2б), а потом, его содержание снова повышалось, достигнув некоторого уровня, несколько стабилизировалось. В этот период атмосферное давление в течение 5-6 дней падало на 11-12 мм.рт.ст. и на низком уровне находилось около 4 дней, а после чего, повышалось (рис.3а).

Временной ход концентрации молекулярного водорода в пункте Гермаб до третьей декады октября изменялся в небольших пределах. В дальнейшем ход концентрации молекулярного водорода вел себя относительно нестабильно (Рис.3г). В отдельные периоды в его рядах наблюдались аномальные выбросы подпочвенного H_2 . В частности, в ноябре и декабре отмечались достаточно высокие выбросы газа, которые продолжались 2-3 дня.

Концентрации подпочвенного молекулярного водорода в пункте Берзенги до середины ноября медленно понижались (рис.3в). Однако, в третьей декаде месяца концентрации H_2 резко повысились, причем выбросы были весьма высокими. Повышенный уровень сигнала сохранился до середины января 2000 года, после чего начал медленно понижаться.

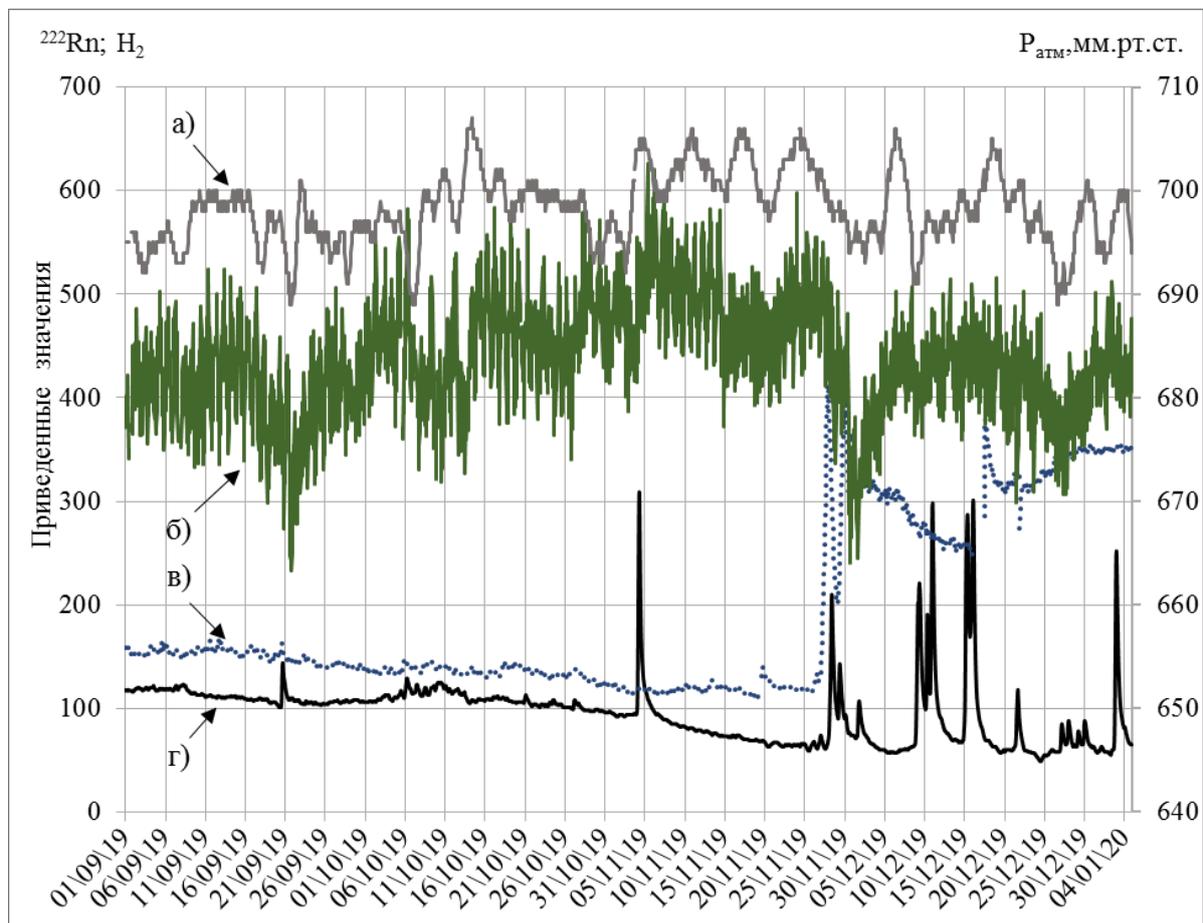


Рис. 3. Изменение атмосферного давления (а), концентрации подпочвенного радона (б) и молекулярного водорода (г) в пункте Гермаб, а также водорода (в) п.Берзенги

Сейсмические события (ощутимые) в этот период вблизи районов наблюдения (Гермаб и Берзенги) отсутствовали. В тоже время, вариации концентраций подпочвенного радона и молекулярного водорода трудно связывать с влиянием изменения метеорологических параметров. Повышение концентрации подпочвенного радона с сентября до третьей декады ноября и быстрый спад ^{222}Rn в отдельные периоды, а также выбросы H_2 (рис.3) наблюдавшихся не один раз, позволяют говорить об аномальном характере этих параметров. Аномалии ^{222}Rn и H_2 могут быть вызваны деформационными процессами, происходящими в зонах активных разломов земной коры.

Появление аномальных изменений геофизических и геохимических параметров, не сопровождавшихся сейсмическими событиями, не редкость в последние годы и в другом, Балканском сейсмоактивном районе Туркменистана. Так в 2011 году на полуострове Челекен обнаружен действующий грязевой вулкан [1], в том же году в районе грязевого вулкана Боя-Даг появилась трещина на поверхности длиной около 100м, (которая со временем залечилась). Землетрясений энергетического класса $K \geq 13$ в данном районе не отмечалось. Трещина длиной около 26 км была образована на поверхности земли после Кум-Дагского землетрясения $M=5,6$ ($K=13,8$) 1983 г.

Приведенные примеры свидетельствует, что не только аномальные изменения подземных газов, но и более энергоемкие природные явления (активность грязевых вулканов, образование на поверхности трещины и др.), природа которых обусловлена деформационными процессами, также могут не всегда сопровождаться сейсмическими событиями. При этом, появление совпадающих во времени аномалий H_2 в двух пунктах, расположенных в зонах одного того же разлома, повышает достоверность полученных результатов наблюдения.

В ходе изучения концентрации подпочвенного радона и молекулярного водорода в пункте Гермаб аномальные вариации наблюдались и в дальнейшем. Аномальные изменения концентрации молекулярного водорода в подпочвенной атмосфере отмечались в третьей декаде (с 23 по 25.01.20.) января (Рис.4б). Несколько дней после аномалий H_2 , (в феврале) наблюдались резкие колебания концентрации подпочвенного ^{222}Rn (рис.4а).

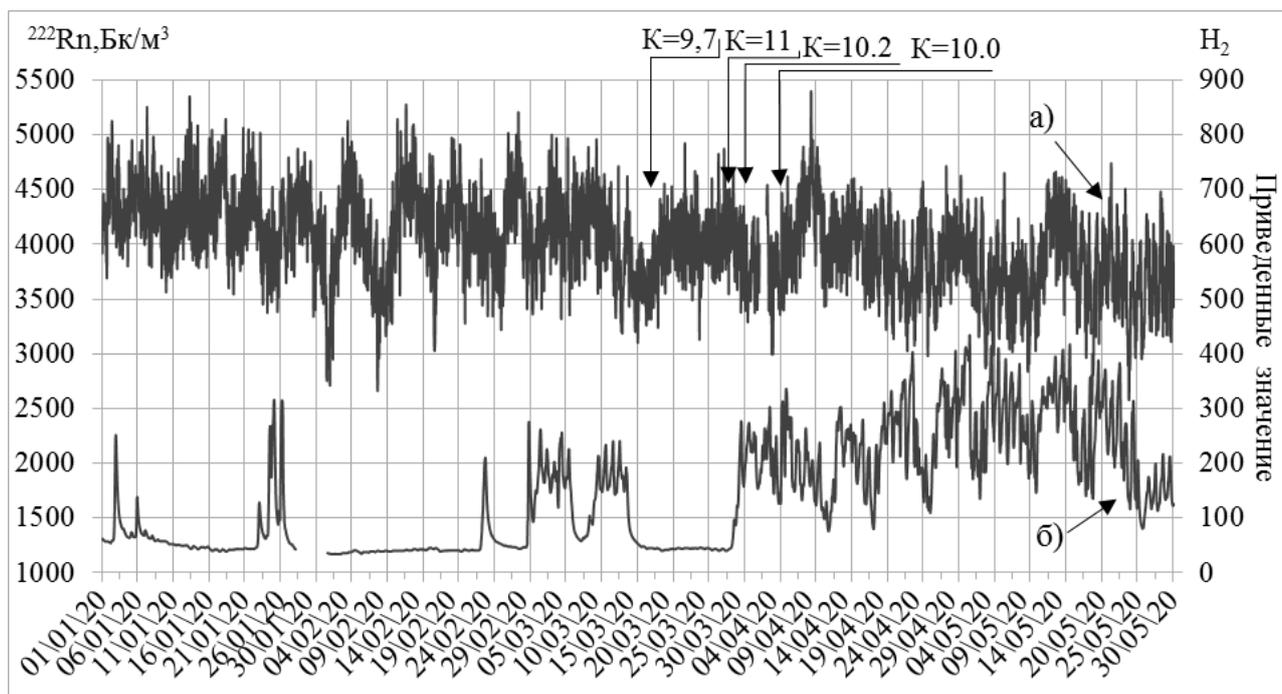


Рис. 4. Изменение концентрации подпочвенного ^{222}Rn (а) и H_2 (б) в пункте Гермаб

Аномальные изменения концентрации H_2 наблюдавшихся в конце февраля и в первой половине марта продолжались более 10 дней (рис.4б.). В районе наблюдения с течением около полумесяца произошли сейсмические события, в 17.03.20 ($K=9.7$), 28.03.20 ($K=11.0$), 30.03.20 ($K=10.2$) и 4.04.20 ($K=10.0$). Хотя энергетический класс прошедших сейсмических событий были не большими (самый большой $K=11.0$), напряжения, накопившегося в геологической среде, по-видимому, было достаточно для того, чтобы нарушить режим концентрации молекулярного водорода (самого легкого газа) в пункте наблюдения. Так как выделенные энергии землетрясений являются лишь частичным отражением деформации в тектонических процессах в зонах разломов, поэтому совпадения по времени сейсмических событий с аномалиями H_2 трудно считать случайным событием. В районе наблюдения сейсмическая обстановка в последнее время было относительно спокойной, землетрясения $K \geq 9,0 \div 9.5$ происходили весьма редко. Перед сейсмическими событиями концентрации почвенного H_2 упали до прежних значений, а после их реализации вновь повышались (Рис. 4б). На короткое время несколько возросло также значения концентрации радона почвенной атмосферы (Рис.4а). Возможно, деформационные эффекты тектонических процессов нарушили временной режим концентрации почвенного ^{222}Rn и H_2 , где их амплитуда испытывала значительные колебания на определенное время.

Таким образом, в рядах концентрации почвенного радона и молекулярного водорода, можно ожидать появление аномалий ^{222}Rn и H_2 , в сейсмически относительно спокойный период (т.е. не сопровождающихся землетрясениями). Аномальные вариации концентрации почвенного ^{222}Rn и H_2 возможно свидетельствуют об изменении напряженно-деформированного состояния геологической среды (или повышении геодинамической активности в регионе) в районе наблюдения.

Литература

- 1 Бушмакин А., Нигаров А. Новый грязевой вулкан на Челекене //Нейтральный Туркменистан, № 196 (26343), от 28.7.2011.
- 2 Войтов Г.И., Добровольский И.П. Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах // Физика земли. 1994. №3, С. 20-31.
- 3 Дмитриев А.Н., Шитов А.В., Гвоздарев А.Ю. Метеорологические предвестники Алтайского (Чуйского) землетрясения // http://e-lib.gasu.ru/konf/zemletr04/R_17.html
- 4 Ишанкулиев Дж., Войтов Г.И., Николаев И.Н. и др. Водородный предвестник млетрясений? // ДАН. 1997. Т. 353. №1, с.106-107.
- 5 Милькис М.Р. Метеорологические предвестники сильных землетрясений //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 3, с. 36-47.
- 6 Рекомендации по применению прибора ВГ-3 // Москва 2012 г. 1с.
- 7 Рудаков В. П., Уточкин Ю. А. О мониторинге состояния геологической среды посредством непрерывных измерений вариации концентрации водорода и радона почвенных отложений // Геохимия 1993 N9, с.1368-1370.
- 8 Пулинец С.А., Узунов Д. Спутниковым технологиям нет альтернативы. О проблеме мониторинга природных и техногенных катастроф // Тр. Ин-та прикл. геофиз. им. акад. Е.К. Федорова. Вып. 89. М., 2011. С.173-185.
- 9 Сывороткин В.Л. Экологические аспекты дегазации Земли: Автореф. дис... д-ра геол-минерал. наук. 2003. 32 с. <http://geo.com.ru/db/msg.html?mid=1172931&uri=index.htm>
- 10 Облака – предвестники землетрясений //наука из первых рук 20окт. 2011 <https://scfh.ru/papers/oblaka-predvestniki-zemletryaseny/>
- 11 Шулейкин В.Н. Радон почвенного и атмосферного воздуха и дегазация Земли // Электронный научный журнал. Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. Вып.1 (1).2010. oilgasjournal.ru/2009-1/1-rubric

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ КРИПА ПРЕДЕЛЬНО НАПРЯЖЁННЫХ СРЕД И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии
Национальной академии наук Таджикистана, г. Душанбе*

В лабораторных экспериментах были выявлены некоторые закономерности деформационного процесса модельных образцов горных пород, которые находились в предельно напряжённом состоянии под односторонней постоянной нагрузкой $7 \cdot 10^3$ кПа [1,2]. В этих работах на примере наблюдений за 2013 г. и 2018 г. было обнаружено, в частности, что на общий временной ход деформаций крипа-ползучести накладываются годовые, сезонные периодичности. Сравнение хода крипа с годовыми вариациями атмосферного давления с перепадом в 20 мбар показало значимую положительную корреляцию между ними. Вместе с тем, известно, что и в деформациях земной коры и сейсмической активности также проявляются сезонные периодичности [3-7]. Принимая во внимание, что градиент литостатического давления земной коры равен примерно 23 кПа/м [8], можно найти, что литостатические давления $7 \cdot 10^3$ кПа и более достигаются на глубинах более 300 м. Поскольку реальная глубинная геосреда находится в условиях общего фонового всестороннего сжатия, а не чисто одноосного, то можно ожидать, что соответствие между условиями этого эксперимента по деформированию образцов и реальной геосреды могут быть близкими в особых случаях, например, при возникновении больших касательных напряжений в зонах подготовки очагов тектонических землетрясений или крипа, на границах слоёв различного литологического состава, например, осадочного чехла и кристаллического фундамента и в других. В этой связи представляет интерес рассмотреть вклад вариаций атмосферного давления в вариации сейсмической активности с учётом особенностей типа деформирования геосреды. В данной статье рассматриваются деформационные процессы крипа – ползучести предельно напряжённых образцов (ПНО) за период с 2012 г. до 2018 г. и делаются предположения о проявлении сезонности вариаций атмосферного давления в сезонности сейсмической активности.

Сезонные вариации скорости крипа ПНО. Согласно определению, образец находится в предельно напряжённом состоянии, если он вступил в активную фазу разрушения. Скорости относительных деформаций составляют при этом 10^{-9} /с по порядку величины [1-3]. Если рассматриваются деформации образцов под действием постоянной нагрузки, то говорят о крипе, или ползучести, которую можно рассматривать как частный случай пластичности [9]. Для определения деформаций была создана специальная установка, работающая на основе кварцевого преобразователя скачков деформаций в электромагнитные импульсы [10]. Высокая чувствительность регистрирующей аппаратуры дала возможность выделить влияние перепада атмосферных давлений примерно в 20 мбар на скорость деформаций ПНО [1,2]. При этом деформируемый образец был изолирован от перепадов температуры и влажности окружающей среды и, с помощью специального демпфирующего устройства, – от микросейсм и землетрясений. На рис. 1 представлен ход вариаций деформаций ПНО за 2012-2018 гг. в зависимости от времени t (дни/месяцы/годы).

Полиномиальное усреднение деформаций показано в виде дугообразной кривой, которая характерна для стандартного хода ползучести образцов во времени. Стандартная кривая крипа отражает три стадии: процесс мгновенной деформации после начала нагружения, установившееся течение, возрастание скорости деформации до наступления разрушения [9,11]. Соответственно в начале процесса деформирования скорость ползучести падает, затем достигает минимума, а далее возрастает – до полного разрушения образца. Рис. 1 показывает, что деформации прошли первую и вторую стадии и вошли в последнюю.

Вместе с тем, на общем фоне видны сезонные вариации скорости деформаций, с тенденциями уменьшения скоростей в летнее время и возрастаниями – в зимнее, соответственно спаду атмосферного давления в среднем в летнее время и росту в зимнее. Поскольку литостатические давления превышают деформации ПНО на глубинах более 300 м, то можно ожидать, что вариации атмосферных давлений должны приводить к сезонным вариациям деформаций земной коры и сейсмической активности.

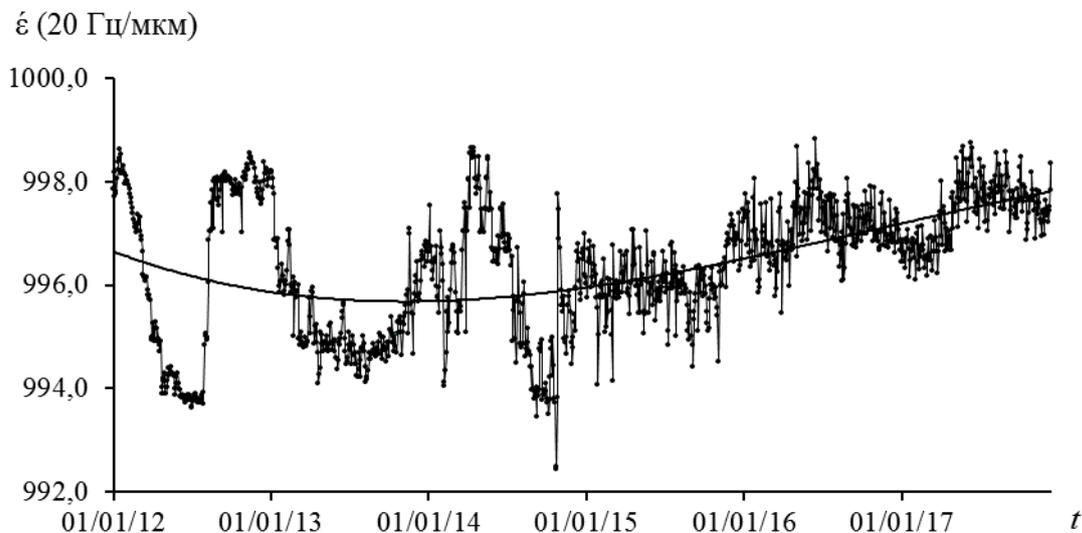


Рис. 1. Вариации скорости крива ПНО во времени

Анализ сезонных вариаций деформаций земной коры и сейсмической активности.

Согласно концепциям геотектоники и тектоники плит, общее региональное поле тектонических напряжений в районе Центральной Азии формируется путём взаимодействия Индостанской плиты, движущейся примерно в северном направлении, и Евразийской плиты, движущейся в восточном – юго-восточном направлении [12-14]. Скорости этих движений составляют до нескольких см/год [12,13]. Для первичного анализа закономерностей распределения чисел землетрясений Таджикской депрессии, Тянь-Шаня и Памиро-Гиндукуша они разбиты на три группы: коровые, с глубинами гипоцентров до 33 км, «промежуточные», с глубинами от 33 до 70 км, и глубокофокусные, с глубинами от 70 до 300 км. Эпицентры коровых распределяются в основном в Таджикской депрессии, Центральном Таджикистане, Тянь-Шане, «промежуточные» – в сейсмогенной зоне Памира, глубокофокусные – Гиндукушские [15]. Зона эпицентров ограничена кругом радиусом около 1500 км с центром в точке Центрального Таджикистана с координатами 38.00 с.ш., 68.00 в.д. в градусах, период наблюдений – с 2013 по 2016 гг. – в соответствии с каталогом [16]. Рассматривались землетрясения с магнитудами выше 4.0. Всего в выборку вошло 325 землетрясений: 163 коровых, 32 – с «промежуточными» очагами, 130 глубокофокусных. Числа коровых и глубокофокусных землетрясений в несколько раз больше числа «промежуточных», что, очевидно, отражает особенности геологического строения района наблюдений [15]. На рис. 2 представлено распределение чисел коровых землетрясений N по месяцам за 2013-2016 гг. Пунктирной линией показано полиномиальное усреднение данных. Видно, что наибольшее число коровых землетрясений приурочено к июлю-августу, наименьшее – к зимним месяцам – декабрю-январю.

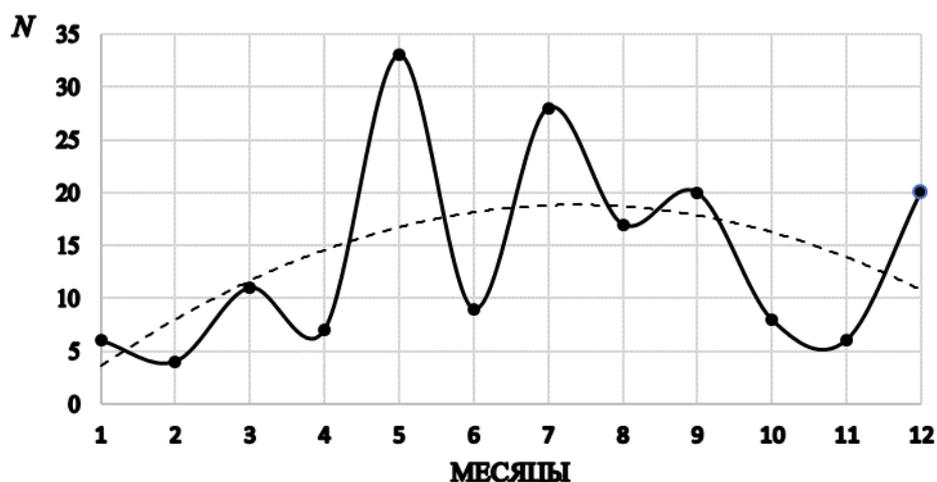


Рис. 2. Распределение коровых землетрясений по месяцам за 2013-2016 гг.

На рис. 3 показано распределение чисел землетрясений с промежуточными очагами за 2013-2016 гг. Пунктирной линией показано полиномиальное усреднение данных. Видно, что наибольшее число «промежуточных» землетрясений приурочено к осенне-зимним месяцам, наименьшее – к июлю-августу – в противоположность распределению коровых землетрясений. На рис. 4 показано распределение чисел глубокофокусных землетрясений за 2013-2016 гг. Распределение испытывает большие колебания в течение года, в отличие от случая коровых и «промежуточных» землетрясений. Пунктирной линией показано полиномиальное усреднение данных, которое проявляет некоторую приуроченность чисел землетрясений к осеннему сезону.

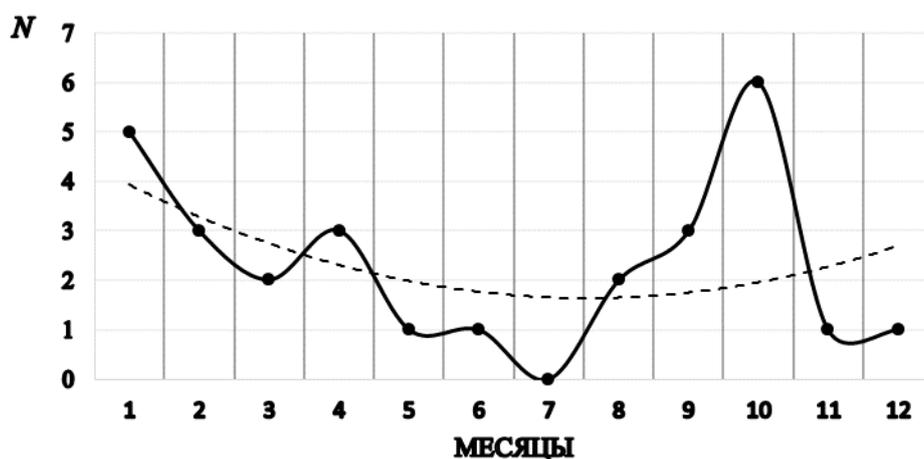


Рис. 3. Распределение «промежуточных» землетрясений по месяцам за 2013-2016 гг.

Рассмотрим возможное влияние атмосферных давлений на сезонность сейсмической активности. Масштабы влияния атмосферных давлений, если учесть линейные размеры циклонов и антициклонов, – порядка 1000 км, что сравнимо с размерами зон подготовки сильных землетрясений [17]. Несмотря на относительно малые вариации атмосферного давления по сравнению с тектоническими напряжениями, действующими в разломных зонах, их силы становятся сравнимыми, т.к. площадь достаточно велика. В летнее время атмосферное давление наименьшее, тектонические плиты и геоблоки меньше сдавливают друг друга, меньше трение между ними и скорость субдукции больше, чем зимнее время, когда больше атмосферное давление [18]. Поэтому меньше «зацепов» между самыми верхними коровыми геоструктурами и меньше коровая сейсмичность (рис. 2). Наоборот, при этом относительно большая скорость субдукции встречает большее сопротивление

относительно более вязкой среды «промежуточных» очагов и происходит больше срывов в движении геоструктур, когда их относительные скорости достигают критических значений, – «промежуточная» сейсмичность активизируется (рис. 3).

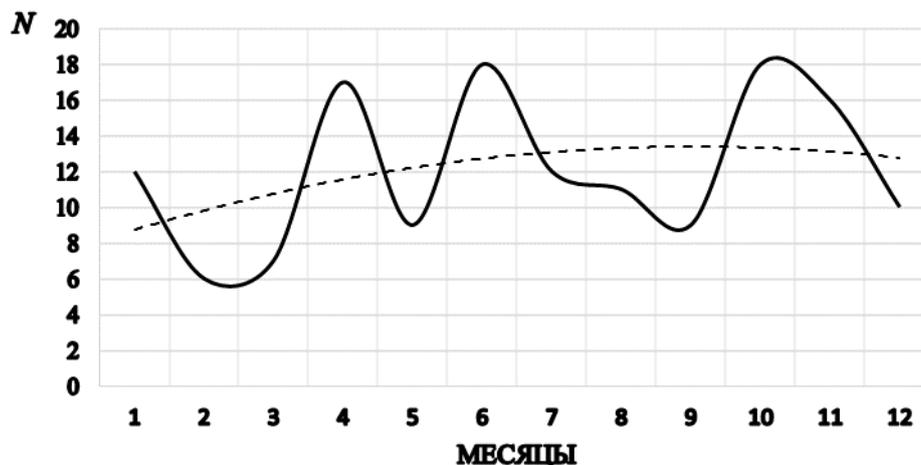


Рис. 4. Распределение глубокофокусных землетрясений по месяцам за 2013-2016 гг.

Глубокофокусная сейсмичность также обнаруживает годовой ход с приуроченностью усреднённого максимума к осеннему сезону и с более долгим трендом, выходящим за годовой отрезок времени (рис. 4). Форма линии распределения также выпуклая вверх, как и для коровых землетрясений. По-видимому, также, как коровые напряжения влияют на «промежуточные», так и последние влияют на глубокофокусные: активизация в одной зоне приводит к затишью в смежной, и наоборот. Приняв во внимание примерно годовой сдвиг между активностями сейсмичностей и расстояния между сейсмогенными зонами района наблюдений – порядка 1000 км, можно найти, что скорость деформационных волн составляет 1 км/сутки по порядку величины.

Конечно, для наиболее полного рассмотрения причин сезонности сейсмической активности необходимо помимо влияния вариаций атмосферного давления принимать во внимание такие глобальные факторы, как вариации скорости вращения Земли, лунно-солнечные приливные циклы, изменения солнечной активности.

Литература

- 1 Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г. Сезонные вариации деформаций предельно напряжённых модельных образцов горных пород // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. – С. 115–119.
- 2 Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Манский В.Н., Хужаев Х.Ш., Окилшоев Х.Ш. Годовой ход некоторых геофизических параметров на территории Таджикистана // Российский сейсмологический журнал, 2019. – т. 1. – № 1. – С. 75–83.
- 3 Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Исследования сейсмического режима при разрушении образцов // Душанбе: «Дониш», 1975. – 118 с.
- 4 Кропоткин П. Н., Люстих А. Е. Сезонная периодичность землетрясений и принцип Ньютона–Маха // Докл. АН СССР, 1974. – 217. – №5. – С. 1061–1064.
- 5 Старков В.И., Латынина Л.А., Кармалеева Р.М., Ризаева С.Д., Старкова Э.Я., Мардонов Б. Параметры приливных деформаций в Джерино по результатам 19-летних наблюдений // Прогноз землетрясений – №6. – Душанбе-Москва: «Дониш», 1986. – С. 236–241.
- 6 Латынина Л.А., Васильев И.М. Деформации земной коры под влиянием атмосферного давления // Физика Земли, 2001. – № 5. – С. 45–54.
- 7 Перцев Б.П., Ковалева О.В. Оценка влияния колебаний атмосферного давления на наклоны и линейные деформации земной поверхности // Физика Земли, 2004. – № 8. – С. 79–81.

- 8 Шейдеггер А.Е. Основы геодинамики (пер. с англ.) // М.: «Недра», 1987. – 384 с.
- 9 Регель В.Р., Слущкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твёрдых тел // М.: «Наука», 1974. – 560 с.
- 10 Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород // М.: «Недра», 1967. – 288 с.
- 11 Мирзоев К.М., Саломов Н.Г., Шепелин И.С. Комплексная аппаратура для лабораторных исследований сейсмических процессов // Тр. Межд. конф. по снижению сейсмического риска, посвящённой 60-летию со дня Хаитского землетрясения 1949 года в Таджикистане. – Душанбе: ИССС АН РТ, 2009. – С. 102–105.
- 12 Mohadjer S., Bendick R., Ischuk A. *et al.* Partitioning of India Eurasia convergence in the Pamir Hindu Kush from GPS measurements // *Geophys. Res. Lett.*, 2010. – 37. – 104305, doi:10.1029/2009 gl041737.
- 13 Abdrakhmatov K.Y. *et al.* Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // *Nature*, 1996. – v. 384. – P. 450-453.
- 14 Каримов Ф.Х. О проявлениях тектоники плит на территории Таджикистана: аналитический обзор // Сб. ст. «Геологическая корреляция и геодинамика складчатых областей». – Душанбе: «Дониш», 2015. – С. 89-104.
- 15 Мирзоев К.М. Основные характерные черты сейсмичности Таджикистана. Прогноз землетрясений // Душанбе-Москва: «Дониш», 1982. – № 1. – С. 14–37.
- 16 Сейсмологический каталог (сеть телесеизмических станций) // ФИЦ ЕГС РАН [сайт]. – URL: ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog/
- 17 Боков В.Н., Гутшабаш Е.Ш., Потиха Л.З. Атмосферные процессы как триггерный эффект возникновения землетрясений // Учёные записки РГГМУ. Геофизика. – №18. –2011. – С. 173-183.
- 18 Каримов Ф.Х. О чередовании коровой и мантийной сейсмичности // Тр. 7-ой науч.-тех. конф. «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», г. Петропавловск-Камчатский, РФ, 29.9 - 7.10 2019 г. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – С. 168-171.

УДК 551.243+551.2

АЛГОРИТМЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КЫРГЫЗСТАНА ДЛЯ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Кендирбаева Дж.Ж.

Институт сейсмологии Национальной Академии Наук, Бишкек, Кыргызстан

В Кыргызстане из-за отсутствия надежного измерения динамики сейсмического процесса гидрогеологическими методами при обработке временных рядов подземных вод широко применяют статистические и спектральные методы. Как показывают практически все предыдущие исследования, в них отражаются факты, связанные с многоэтапностью подготовки глубинных процессов, а подземные воды являются интегральным отражением геолого-тектонического развития структур [1]. Поэтому ниже способы анализа и интерпретации изменений показателей в подземных водах опираются на факторный подход, сущность которого заключается о многоаспектных путей геолого-геохимических комбинаций, поскольку элементы и их соединения в информационно-поисковом наборе участвуют как составляющие многоканальной системы в сложно устроенной системе «породы-вода-газы-разломы». Для этой системы характерно динамичное развитие событий, следовательно, она обладает значениями, пределы колебания, которых закладываются периодами сейсмического затишья. Отклонения от подобной картины бывают коротко - и длиннопериодными, а по масштабу – локальными и региональными [1, 2]. Исходя из этого, интерпретации вариаций подземных вод Кыргызстана анализируются нижеследующими

принципами, считая, что именно они приведут к повышению достоверности прогноза сейсмичности, а также к выяснению фундаментальных процессов в минералообразовании.

Принцип причинности – общность и различия свойств подземных вод- это часть изоморфности структуры к организации их движения и поступления вещества извне. Ее основа – закон, создающий как по вертикали, так и по площади условия для прямой и обратной зональностей, регулирующих качественный набор и количественное содержание элементов [3]. На этой основе подземные воды рассмотрены в виде иерархически устроенных уровней, находящихся в неустойчивом равновесии с напряженно-деформационным состоянием блоков в земной коре. Первый уровень опирается на общности признаков независимо от стратиграфической и литологической принадлежности вмещающих образований. Например, как видно из Табл. 1., физико-химические показатели ТМВ Алтын-

Таблица 1. Характеристика основных показателей ТМВ глубокой циркуляции

Типы гидрогеологических структур	Водовмещающие породы и их геологический возраст	T ⁰ C	Мг/л	Химический состав, мг-экв/%	Название ТМВ-водопунктов
Тескейский гидрогеологический массив	Каледонские гранитные интрузии и метаморфические сланцы ордовика	32-50,5	0,25-0,3	$\frac{HCO_3SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$ $\frac{SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$	Источники и скважины «Тескейской гидротермальной линии»
Иссык-Кульский артезианский бассейн	Песчаники, конгломераты, брекчии и патту-мы верхнего неогена	30-48	0,25-0,8	$\frac{HCO_3SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$ $\frac{SO_4Cl}{(Na+K)Ca}$	Учкайнар, Джергалан, Каджисай

Арашан и Аксу в гранитных интрузиях и метаморфических сланцах Тескейского массива, а также Учкайнар и Каджисай осадочного чехла в Иссык-Кульском артезианском бассейне идентичны, особенно, по изотопному составу H₂; для второго – литологическое ограничение в формировании, распространении и трансформации, придавая безводность и водоносность разрезам [4]; третий уровень учитывает их типы и динамику, превышающие предельные площади резервуаров, каковыми являются антигравитационные процессы в зонах сочленения глубинных разломов, тогда как четвертый объясняет особенности прямой и инверсионной зональностей – первая, когда в водах нижних зон доминируют более высокая минерализованность и хлоридность, другая – наоборот. Пятый отражает явления, обязанные экзогенным воздействиям, осложняющим и сглаживающим процессы подготовки сейсмической активизации. Дополнительные блоки – это оценка об уязвимости и устойчивости гидрогеологических условий в неглубоких горизонтах, а также в родниках.

Генетический принцип в изменениях, совпадающих с периодами землетрясений, рассматриваются многими исследователями через усиление процессов диффузии и внедрение флюидов из мантии. Хотя это не всегда объясняет неоднородность скачкообразности и короткопериодности гидровариаций, т.к. во многих случаях они с параметрами ожидаемых сейсмических толчков совершенно неоднозначны. При этом также известны подземные толчки, произошедшие без их реакции вообще, а с другой стороны, наибольшие глубины скважин на фоне гипоцентров землетрясений малы.

Вместе с этим, ТМВ Кыргызстана – основные пункты наблюдений – это сложные соединения, в которых присутствуют растворитель (H₂O), газы, макро- и микрокомпоненты, поступающие из первоисточников разными путями. Об этом свидетельствуют

инфильтрационные, седиментационные и эндогенные составляющие. Отдельные по содержанию дейтерия имеют инфильтрационное происхождение, в то же время фтор, аргон и азот являются эндогенно-метаморфическими, тогда как гелий и его изотопы идут, скорее всего, с астеносферного слоя Земли (рис.1), на что указывает их закономерные связи с интенсивностью неотектонических движений- от 2-4 до 6-8км.

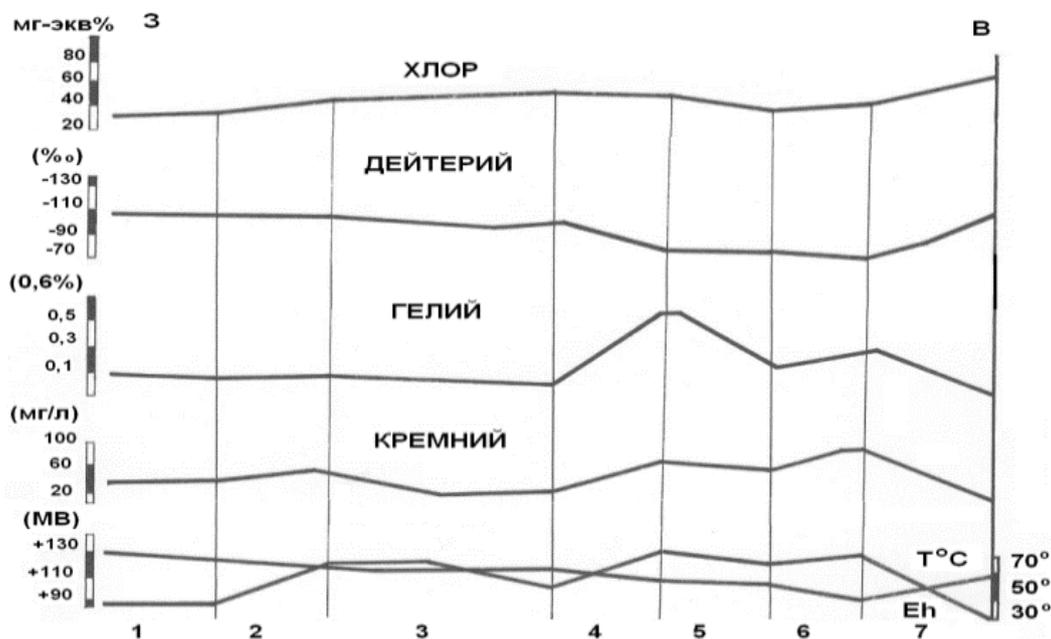


Рис. 1. Изменение физико-химических показателей «Тескейской гидротермальной линии» с запада на восток [4]:

1 – Джуюкуучак; 2 – Чон-кызылсу; 3 – Джеты-Огуз; 4 – Аксу; 5–6 – Алтын-Арашан; 7 – Бозучук

Поэтому учет и координация в позиции генетического принципа, выражающаяся инвариантно-прямой последовательностью с абсолютным возрастом вмещающих пород и гидрогеологической зональностью, необходимо. В годовом и многолетнем разрезах выделяются активные и пассивные гидрогеологические процессы. Активные связаны с движением инфильтрационных вод с областей питания к участкам разгрузки. Это сказывается на увеличении скорости и транспортирующей способности потока, а пассивные возникают на этом фоне внезапно, не имея общих признаков с экзогенными явлениями. Последнее еще объясняется структурно-литологической субординацией инверсионности системы, а в пространственно-временном выражении ее преобразование служит показателем единства, способного отражать направленность развития процессов, создающих основу отделения гидроаномалий, идущих с глубин в связи с сейсмической активизацией.

Иными словами, координация индифферентности или подчиненности признаков к литолого-стратиграфической принадлежности и структурной приуроченности могут привести к реальному раскрытию механизмов формирования предвестниковых сигналов.

Балансовый принцип – нарушение баланса качественного набора и количественных содержаний компонентов и их гипотетических соединений в подземных водах, в большинстве случаев, находятся в закономерной связи с формированием и трансформацией системы «вода-газы-порода» даже в геотермальной среде. В данном случае их балансовая характеристика как выражение фундаментальных законов сохранения вещества, является содержательным описанием, что с учетом круговорота вещества в природе и накопления напряжений, выделяя предполагаемый главный источник неустойчивости, свидетельствует о свершении катастрофических явлений и процессов в природных и техногенных условиях.

При этом гидроаномалии возникают дискретно и локально, главное, разнонаправленно в виде бухты и скачков. Поэтому объективная гидрогеологическая

интерпретация корректна тогда, когда набор будет одного уровня, а пункты наблюдений, размещенные на различных глубинах, несут информации с близких по геолого-структурной принадлежности разрезов. На основе развернутого анализа химического состава подземных вод в различных типах структур Кыргызстана – с точки зрения образования гипотетических солей, а также их переходов друг в друга, пришли к выводу, что соотношение транспортирующей способности ТМВ и баланса количества микро- и макроионов в годовом и многолетнем разрезах является решающим параметром в динамическом равновесии системы «вода-газы-порода». Как показано [5], на это указывает тенденция их скрытой периодичности на карте мощности полезного сигнала, выявленная гармоническим анализом.

Цикличность временных вариаций подземных вод по результатам натуральных и лабораторно-экспериментальных работ, выступающих главным стволем в гидрогеологии, служит одним из аргументов в прослеживании эволюции накопления напряжения в эндогенно-экзогенных зонах, благодаря чему механическое связывание данных с сейсмичностью стало ненужным способом в их обработке. Дело в том, что доказана цикличность выхода компонентов и их соединений при одних и тех же температурно-динамических условиях. С учетом этого созданные нами [6] параметры температуры и давления позволили породы разделить по подверженности к процессам выщелачивания и эманирования, например, по макро- и микрокомпонентам, а также радиогенным газам, в результате чего установлены наибольшие и минимальные пределы, при которых возникают гидроаномалии. Эти результаты, полученные в лабораториях, соизмеримы с вариациями гидрогеологических полей как неглубоких горизонтов, так и глубинных частей земной коры.

В этом плане способы обработки режимных данных в прогнозе землетрясений Кыргызстана несколько отставали в применении статистического анализа. Для выхода из ситуации проведено комплексирование корреляционных связей между гидрогеологическими и геофизическими полями- геотермическими параметрами и геологическим, абсолютным возрастом и плотностью границ структур, допустив на общность пространственно-временного цикл. Например, выбраны ТМВ «Иссык-Ата» и «Кара-Ой» с размерами 2x2 и 20x20 км как площади, с которых вычислялись коэффициенты корреляции параметров. На них рассчитаны коэффициенты корреляции между компонентами, а также каждого из них с температурой, напором и уровнем: первый находится в условиях массива, второй при размере 20x20 км расположен в осадочном чехле артезианского бассейна.

Для анализа также приведены деформации приповерхностного слоя земной коры в направлении С-Ю и В-З в районе Ала-Арча за 1986-1993 гг. Все параметры – одного набора и точности, исключение составляет геотермический градиент с эпизодичными замерами [7]. Этим подходом идентифицированы структуры 2-го порядка, т.е. горно-складчатые области. Сначала для каждого параметра определяются среднее значение (\bar{x}), среднеквадратичное отклонение (σ) и коэффициент вариации (v) по месяцам, закладывающие основу в выявлении взаимосвязи по латерали (порово-трещинам) и разрезу, исходя из теории трансформации гидрогеолого-геофизических полей: при большей территории вычисляются региональные корреляционные значения, а при малой – связи для приповерхностных условий и небольшой территории, например, для отдельного блока.

Итак, коэффициенты корреляции между гидрогеологическими показателями и величинами деформации в направлении С-Ю выше, чем В-З, дополнительно подтверждая представление об общей геодинамической обстановке региона, а также сезонности влияния метеоусловий. Следовательно, подземные воды рассматриваются как неотъемлемая часть в тенденциях накопления и разрядки напряженно-деформационных процессов, т.к. они, заключенные в горизонтах, пластах и слоях разного возраста и происхождения, местами интегрируются в единую зону со структурно-вещественным составом.

Полученные результаты, самое главное, свидетельствуют об единстве природы формирования и трансформации деформационных и гидрогеологических полей. На аналогичной основе разработана в гидромеханике и гидравлике теория равномерно установившегося потока, способствовавшего построению приближенной модели расчетов

его неравномерного движения. Так, благодаря успехам компьютерной технологии в применении широко известных ГИС-технологий для исследования природы процессов, характеризующих интенсивность и условия водообмена, устанавливаются по каждому горизонту количественные показатели. Дело в том, что способность ГИС-технологий в исследовании гидрогеологических объектов в отдельности и в комплексе, в статике и динамике, на разных структурных и глубинных уровнях позволяют принять их объективным средством анализа и обобщения. Для раскрытия механизмов формирования гидровсплесков немаловажную роль играет учет нестационарности режима подземных вод.

Нестационарность является характерной чертой практически всех геолого-тектонических процессов. В этом отношении между гидрогеологией и сейсмологией существуют общие особенности. Поскольку стержневой проблемой в первой являются процессы влагооборота, направленность изменения химического состава в многолетнем разрезе которого бесконечно малы по сравнению с концентрацией самих элементов, тогда как причиной их внезапных колебаний, выходящих за пределы многолетних средних показателей выступает теория случайного, но периодически проявляющегося явления, т.е. нестационарность движения газо-жидких растворов, причем в соответствии с энергией геодинамических процессов. Но в них динамическое равновесие существует короткое время, что и является одной из причин того, что в большинстве случаев, принимаются попытки «начиная с конца», создав схемы возникновения всплесков на стадии разрядки, например, соединяя временную «мозаичность» амплитуды и длительности распределения компонентов с моментом свершения сейсмических толчков [8]. Это, с нашей точки зрения, объясняется трудностями, лежащими на путях прогноза землетрясений. Кроме этого, имеются и другие, к которым относятся многофазность среды и неравномерный комплекс влияния факторов.

Многофазность среды, где развиваются различные гидрогеологические процессы, являющиеся проблемой прогноза землетрясений. Если гидрология имеет дело лишь с жидкостью, то процессы, протекающие в системе «вода-сейсмичность- всплески», представляют собой сумму взаимодействия двух и более сред, существенно отличающихся по своей физико-химической природе возникновения, развития и свершения. Например, в гидрогеологическом цикле участвуют атмосфера, вода и минералы, при тектонических процессах на который накладываются отпечаток вязко-пластичное вещество мантии, а также твердая хрупкая и упругая земная кора. Строгая теория взаимодействия подобных систем еще далека от завершения, т.к. в них, по мнению [8] наряду с законами механики, контролируется еще физико-химическими свойствами элементов и их соединений, обладающих различной формой миграции и подвижности. Действительно, ионы натрия и хлора являющиеся свободными, а их соединения- хорошо растворимыми в жидкости, в ТМВ Кыргызстана встречаются повсеместно, особенно в зонах сочленения глубинных разломов, находящихся в активном режиме «сжатие-растяжение».

В завершение нами для изучения взаимосвязи гидрогеологического режима мантийно-коровых веществ с сейсмичностью и дифференциацией блоков предлагается к совмещению методов корреляции с факторным анализом. Первый способствует выявлению тесноты и формы связи между этими явлениями, а второй – найти с помощью множества признаков определяющие факторы, которые сохраняют представительность всей существенной информации. Такие приемы обработки и интерпретации временных рядов ТМВ обеспечиваются варимаксными факторами, благодаря которым усиливается роль признаков, вносящих существенный вклад в данную обстановку при уменьшении роли признаков с незначительным вкладом, например, метеорологических условий и сезонность источников. Поэтому основные условия формирования и трансформации подземных вод при активизации сейсмичности Кыргызстана выяснены на основе [9]: 1) эндогенных процессов- движением и деформацией блоков литосферы, в результате чего в локальных зонах перемещаются глубинные вещества вверх и, наоборот, формируя зональности; 2) метеорологических явлений- деятельности ветра, воды, ледников и органического мира, а также выветривания; 3) типов структур – массивов и бассейнов, регулирующих

гравитационную энергию и антигравитационные процессы; 4) гистерезиса (запаздывания)-инерции процессов, проявляющейся за счет несинхронного воздействия активного фактора и вызванных им процессов- активизации сейсмичности и техногенных нарушений; 5) геолого-геохимических условий, неоднородных по податливости и выщелачиваемости к внешнему воздействию. Прогнозирование землетрясений этим самым, т.е. комплексированием подходов математического моделирования и экспериментально-режимных работ можно перевести на новый качественный уровень.

Литература

- 1 Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. Основные результаты гидрогеологических исследований для прогноза сильных землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня //Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013 № 2 (2). С. 35-45.
- 2 Кендирбаева Дж.Ж. Особенности режима временных рядов подземных вод Кыргызстана в периоды афтершоков Сарыжазского (Кокпакского) землетрясения//Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2017. № 1 (9). С. 44-53.
- 3 Иманкулов Б.И., Кендирбаева Дж.Ж., Кожакова Н.Т. Разломная гидрогеологическая система Кыргызского Тянь-Шаня как отражение влияния эндогенных и экзогенных факторов //Известия НАН РК, 2006. № 2. С.44-45.
- 4 Кендирбаева Дж.Ж. Условия формирования химического состава термальных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна //Гидрогеологические исследования межгорных впадин. Фрунзе: Илим, 1985. С. 168-177.
- 5 Иманкулов Б.И., Кендирбаева Дж.Ж. Об исследовании подземных вод в межгорных впадинах Кыргызского Тянь-Шаня в свете теории систем /Глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. 2017. С. 197-200.
- 6 Кендирбаева Дж.Ж. Гидрогеохимические показатели блоково-разрывной делимости плиоцена Кыргызского Тянь-Шаня (на примере Иссык-Кульского артезианского бассейна) //Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2015. № 2. С. 51-59 (kis@mail.elcat.kg)
- 7 Кендирбаева Дж. Ж. Основные принципы регионального анализа гидрогеологической системы Кыргызстана как источника информации о прогнозе землетрясений //Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 2 (2). С. 65–69.
- 8 Кендирбаева Дж. Ж. Пространственно-временное взаимодействие в системе «сейсмичность -термальные воды-солнечная неоднородность» на территории Кыргызстана //Вестник КРАУНЦ физико-математические науки. 2019. Т.29. № 4. С. 110-124.
- 9 Кендирбаева Дж. Ж. Об основных процессах интерпретации гидрогеохимических изменений с целью прогнозирования землетрясений: анализ и синтез практики и знаний //Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 2. С. 51-60.

УДК 550.34:556.3

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА (РОССИЯ) И ПРИТАШКЕНТСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН))

Копылова Г.Н.¹, Юсупов Ш.С.², Серафимова Ю.К.¹, Шин Л.Ю.², Болдина С.В.¹

¹ Камчатский филиал Федерального исследовательского центра
«Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский, Россия

² Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

Введение. Со второй половины XX в. развивается научное направление на стыке гидрогеологии и сейсмологии, названное гидрогеосейсмологией (ГГС). Зарождение этой новой отрасли науки – гидрогеосейсмологии связано с принятием в 70-х гг. XX в. национальных программ по прогнозу землетрясений в бывшем СССР, США, Китае и

Японии, в которые включались наблюдения за подземными водами и газами (Мавлянов и др., 1973; Поиски, 1976; Рикитаке, 1979; Султанходжаев и др., 1976; Уломов, Мавашев, 1967).

В настоящей работе при характеристике землетрясений в районах полуострова Камчатка (Россия) и Республики Узбекистан, которым предшествовали гидрогеохимические предвестники (ГГХП), использовался уточненный и расширенный набор их параметров в соответствии с международными каталогами землетрясений, а также расчетные и макросейсмические параметры воздействия землетрясений в районах наблюдательных скважин.

Выделение ГГХП в изменениях временных рядов ГГС параметров представляет не простую задачу из-за воздействия комплекса несейсмических факторов на режим наблюдательных водопроявлений. К таким факторам относятся природные и техногенные воздействия на скважины, условия пробоотбора, точности (ошибки) аналитического определения отдельных компонентов состава подземных вод и газов, а также возможность наложения эффектов динамического воздействия напряженно-деформированного состояния земной коры на проявления ГГХП, и т.д. Набор таких факторов-помех является индивидуальным для каждой скважины.

В настоящей работе в качестве ГГХП рассматриваются визуально выделяемые перед землетрясениями аномалии в изменениях временных рядов гидрогеохимических данных с учетом информации о природных и техногенных воздействиях на режим наблюдательных скважин. Аномалии в изменениях временных рядов, выделяемые статистическими методами, привлекаются лишь как дополнительное, но не определяющее подтверждение наличия ГГХП. Такой подход обусловлен тем, что рассмотрение ГГХП, как природного явления, предполагает, в первую очередь, использование методов, принятых в гидрогеологии и гидрогеохимии с привлечением актуальной информации о последующих землетрясениях, процессах их подготовки и реализации.

В обобщающих работах (Thomas, 1988; Wang, Manga, 2010) приводятся наиболее известные данные о геохимических предвестниках и показано, что данных о ГГХП сравнительно немного для однозначных выводов об их практической ценности. Вместе с тем, мы полагаем, что обобщение надежных данных о ГГХП при уточнении и расширении перечня параметров землетрясений, которым предшествовали ГГХП, позволяет оценивать общие закономерности связи ГГХП с будущими землетрясениями и характерные времена и заблаговременности их проявления. Получение таких оценок является первоочередной задачей в обеспечении научного базиса использования ГГХП для прогнозирования землетрясений. Кроме этого, наличие детальных гидрогеохимических и изотопно-геохимических данных о ГГХП в скважинах с естественным режимом самоизлива подземной воды позволяет анализировать механизмы формирования ГГХП, расширяя тем самым научный базис гидрогеосейсмологических исследований и теоретические представления о процессах в флюидонасыщенной среде сейсмоактивных регионов (Копылова, Болдина, 2012; Юсупов, 2017).

Используемые данные о ГГХП. В работе использовались следующие материалы:

- временные ряды данных о химическом составе подземных вод в трех скважинах на территории Петропавловск-Камчатского полигона (ПКП), полуостров Камчатка, полученные Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) в 1986–1998 гг. (Копылова, Болдина, 2019; Копылова и др., 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004);

- временные ряды данных наблюдений за составом подземных вод и газов источника Озодбаш и трех скважин на территории Приташкентского артезианского бассейна (ПАБ), Республика Узбекистан, полученные Комплексной экспедицией Института сейсмологии АН РУз в 2010–2013 гг. (в настоящее время Сейсмопрогностический мониторинговый центр МЧС Республики Узбекистан). Данные о наблюдательных водопроявлениях ПГП и ПАБ приводятся в Таблице 1.

Таблица 1. Данные о наблюдательных водопроявлениях

Название скважины/источника	Координаты, град.		Глубина, м ----- Открытый интервал, м	Водовмещающие породы: возраст, состав	Характеристика режима; скорость разгрузки, дм ³ /с	Температура воды, °С	Минерализация, г/дм ³	Химический состав воды*	Газ, состав**	Период наблюдений, периодичность
	φ, °N	λ, °E								
<i>Полуостров Камчатка, Петропавловск-Камчатский полигон</i>										
ГК-1	53.28	158.40	1261 ----- 400–1261	Q, N, K ₂ , туфы, алевролиты, сланцы	естественный самоизлив; 0.1	16	10	Cl/Na–Ca	свободный, CH ₄ –N ₂	1977–1998 гг., 1 раз в 3 дня
М-1	53.18	158.28	600 ----- 310–313; 407–410; 553–556	N, туфы	естественный самоизлив; 1.5	16	0.25	SO ₄ /Ca–Na	растворенный, N ₂	
Г-1	53.05	158.66	2500 ----- 1710–1719; 1750–1754; 1790–1799; 2415–2424	Q, диориты K ₂ , сланцы	естественный самоизлив; < 0.001	10	12	Cl/Na	свободный, CH ₄ –N ₂	
<i>Республика Узбекистан, Ташкентский полигон</i>										
Чаткал	41.57	69.79	1400 ----- 1107–1190	K ₂ , конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, известняки	откачка насосом: бальнеологическое использование	46	1.0	HCO ₃ ⁻ –SO ₄ ⁻ /Na ⁺	растворенный, N ₂ –CO ₂ –O ₂	август 2010 – ноябрь 2013 гг., 1 раз в 2–4 сутки
Минора	41.55	69.68	90 ----- 68–75	N-Q, пески, гравий, глина	откачка насосом: водоснабжение	15.5	0.8	н.д.	растворенный, N ₂ –O ₂ –CO ₂	
ДАН (Озодбаш)	41.53	69.65	85 ----- 59–68	N-Q, пески, гравий, глина	откачка насосом: водоснабжение	15.2	0.8	н.д.	растворенный, N ₂ –O ₂ –CO ₂	
Озодбаш родник	41.53	69.65	свободный самоизлив	PZ, песчаники, галечники, известняки	естественный самоизлив; 0.08	18	0.9	н.д.	растворенный, N ₂ –O ₂ –CO ₂	

Примечание: (*) – указаны анионы/катионы с содержанием ≥ 20 %-экв.; (**) – указаны газы с содержанием ≥ 10 об. %.

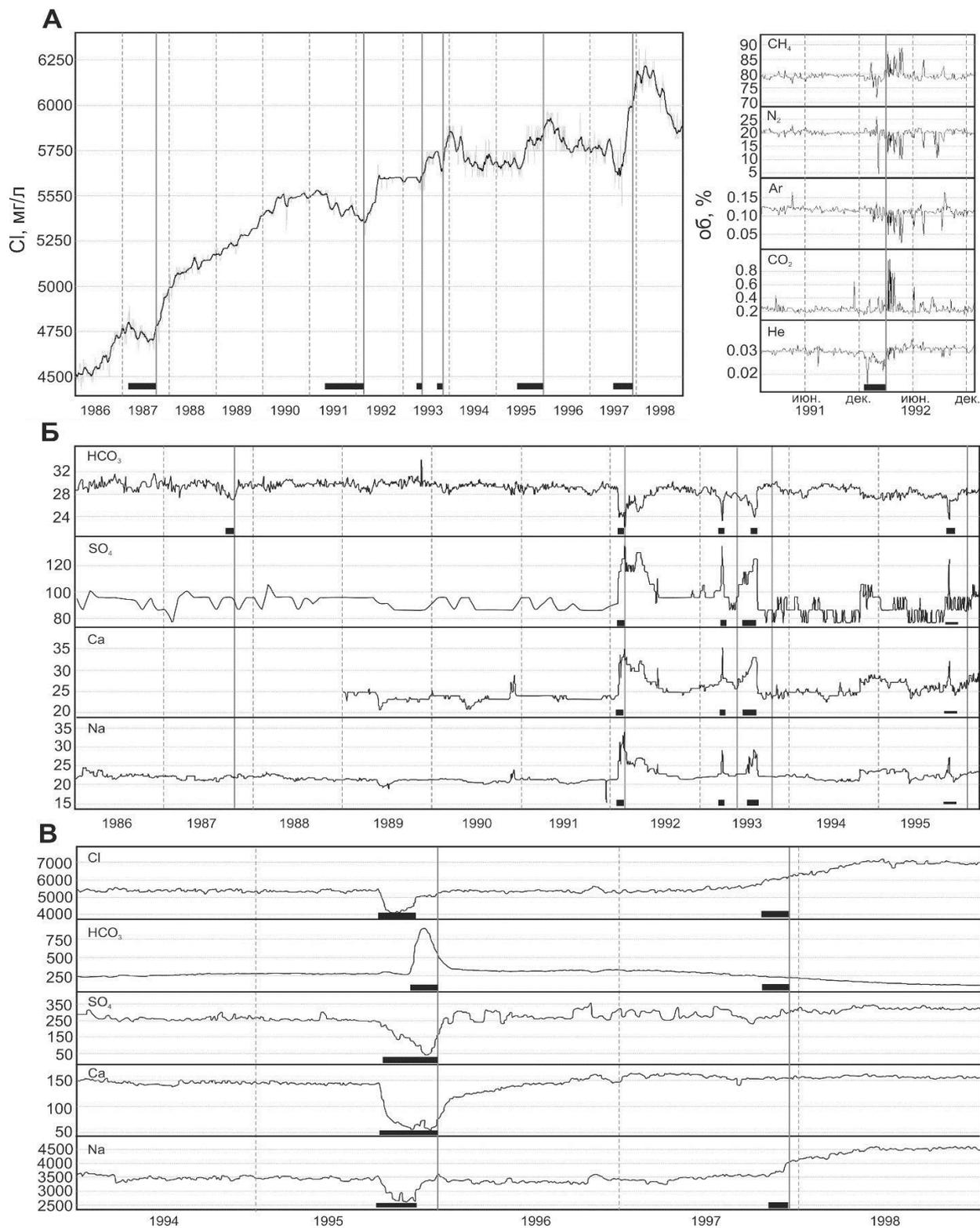


Рис. 1. Проявления гидрогеохимических предвестников в скважинах Петропавловск-Камчатского полигона (показаны жирными горизонтальными линиями): А – скважина ГК-1: изменения концентрации хлорид-иона (слева), вариации состава свободного газа (справа); Б – скважина М-1: изменения концентраций гидрокарбонат- и сульфат-ионов, кальция и натрия; В – скважина Г-1: изменения концентраций хлорид-, гидрокарбонат- и сульфат-ионов, кальция и натрия.

На рис. Б и В концентрации катионов и анионов даны в мг/л. Вертикальные линии – землетрясения (Табл. 2).

Описание ГГХП в изменениях состава воды и газа источника Оздобаш ранее давалось (Копылова и др., 2019; Юсупов и др., 2014). Данные наблюдений на скважинах Чаткал, Минора и ДАН демонстрируются впервые (Рис. 2).

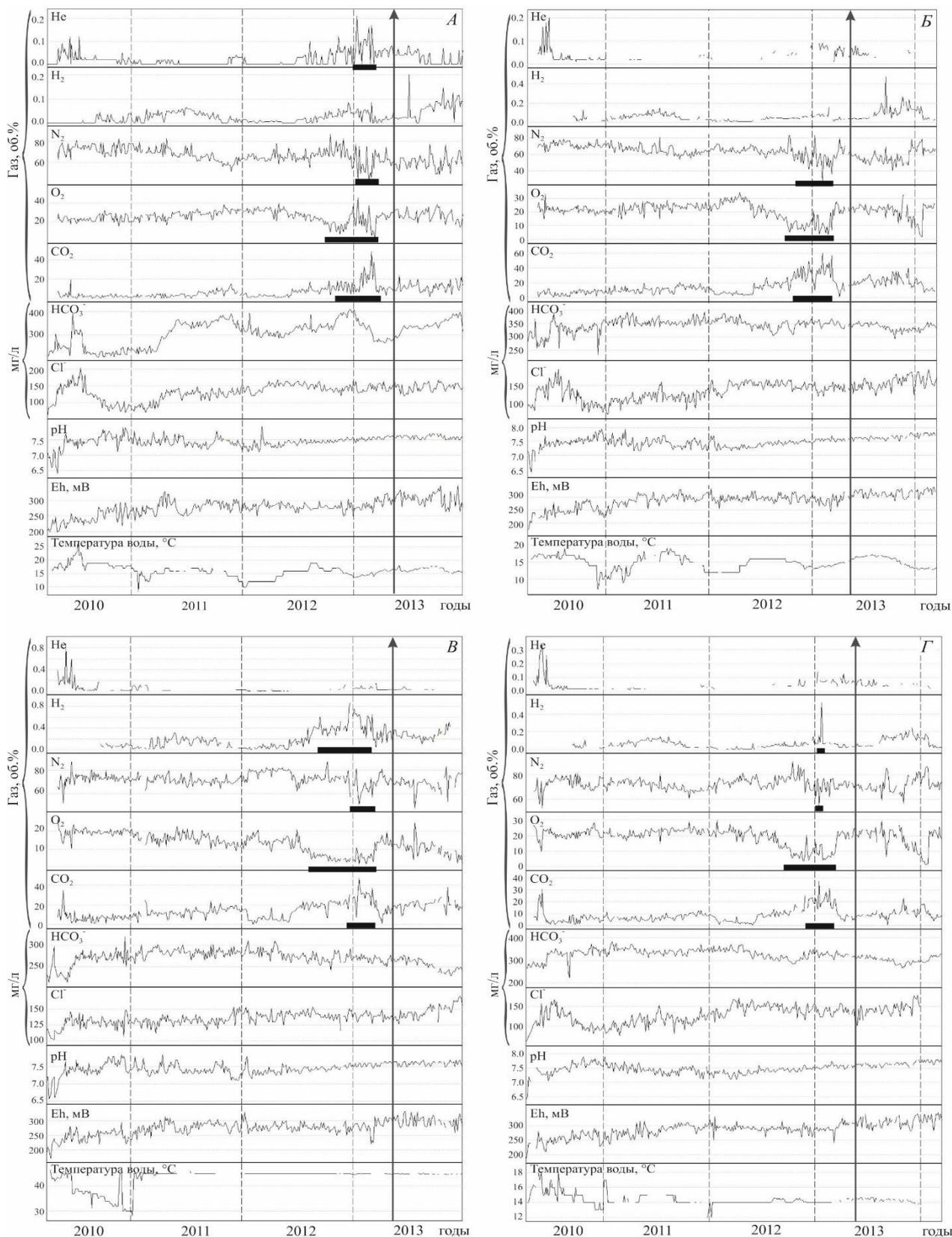


Рис. 2. Данные наблюдений за газовыми и гидрогеохимическими параметрами подземных вод на источнике Оздобаш (А), скважине ДАН (Б), скважине Минора (В) и скважине Чаткал (Г)

Жирными горизонтальными линиями обозначены времена проявления гидрогеохимических предвестников перед землетрясением 24.05.2013 г., $M_w = 5.3$ (показано вертикальной стрелкой).

Приведенные примеры ГГХП (Рис. 1, 2) имеют ярко выраженный аномальный характер в изменениях временных рядов гидрогеохимических параметров. Для всех водопоявлений ПКП и ПАБ аномальный характер ГГХП также подтверждается комплексом статистических методов (Копылова и др., 1994; Копылова, Таранова, 2013; Biagi et al., 2000a, 2000b). Для всех приведенных случаев ГГХП их амплитуды превышали диапазоны фоновых вариаций соответствующих временных рядов, которые определялись как $X_{cp} \pm 3\delta$, где X_{cp} – среднее значение, δ – среднеквадратичное отклонение.

Данные о землетрясениях. Данные о землетрясениях, перед которыми проявлялись ГГХП, представлены в таблице 2. В качестве параметров землетрясений приводятся величины моментных магнитуд M_w , сейсмического момента M_0 , параметры очагов землетрясений и величины максимальных линейных размеров очагов L , км, рассчитанные по формуле $\lg L = 0.440 \cdot M_w - 1.289$ (Ризниченко, 1976).

Таблица 2.

Дата	Положение эпицентра	H , км	M_w	M_0 , Н·м·10 ²⁰	L , км	Азимут простирания, (°)	Угол падения, (°)	Угол подвижки, (°)	
<i>Полуостров Камчатка, Петропавловск-Камчатский полигон</i>									
6 окт. 1987	52.86°N 160.23°E	33	6.5	0.06	37	208/33	32/58	86/92	
2 марта 1992	52.76°N 160.20°E	20	6.9	0.23	56	213/40	28/62	84/93	
8 июня 1993	51.20°N 157.80°E	40	7.5	2.02	103	207/39	29/61	79/96	
13 нояб. 1993	51.79°N 158.83°E	40	7.0	0.40	62	206/34	31/59	83/94	
1 янв. 1996	53.88°N 159.44°E	0	6.6	н.д.	41	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
5 дек. 1997	54.64°N 162.55°E	10	7.8	5.3	139	202/39	23/68	74/97	
<i>Республика Узбекистан, Ташкентский полигон</i>									
24 мая 2013	40.91°N 69.17°E	19	5.3	0.001	11	177/69	76/40	53/157	

Для землетрясений полуострова Камчатка и Узбекистана приводятся данные по NEIC USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>). Определения координат и глубин гипоцентров землетрясений района полуострова Камчатка даны по Региональному каталогу землетрясений Камчатки и Командорских о-вов КФ ФИЦ ЕГС РАН (<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>). Величины сейсмического момента и параметры очагов землетрясений даны по каталогу CMT (<https://www.globalcmt.org/>).

В таблице 3 приведены параметры воздействия землетрясений (Табл. 2) в районах скважин и величины продолжительности и заблаговременности проявления ГГХП перед ними $-T_1$ и T_2 , соответственно. Величина T_1 показывает максимальную продолжительность аномального изменения гидрогеохимических параметров для отдельной скважины. Величина T_2 соответствует времени от начала гидрогеохимической аномалии в скважине до землетрясения. Размерность параметров T_1 и T_2 – месяцы.

Таблица 3. Характеристика воздействия землетрясений из табл. 2 в районах наблюдательных скважин (Табл. 1)

Дата	M_w	d_e^* , км	Косейсмическая объемная деформация D^{**} , 10^{-9}	d_e/L	Удельная плотность сейсмической энергии, e , Дж/м ³	Скорость сейсмической волны, V , см/с	Интенсивность сотрясений I по шкале MSK-64***	Продолжительность ГГХП T_1 /заблаговременность T_2 (максимальные), месяцы
<i>Полуостров Камчатка, Петропавловск-Камчатский полигон</i>								
6 окт. 1987	6.5	130 ¹⁾ ; 134 ²⁾	+11 ¹⁾ ; +9.8 ²⁾	3.5 ¹⁾ ; 3.6 ²⁾	0.1 ¹⁾ ; 0.1 ²⁾	3.7 ¹⁾ ; 3.5 ²⁾	5	7/7 ¹⁾ ; 1/1 ²⁾
2 марта 1992	6.9	133 ¹⁾ ; 136 ²⁾	+57 ¹⁾ ; +50 ²⁾	2.4 ¹⁾ ; 2.4 ²⁾	0.2 ¹⁾ ; 0.2 ²⁾	6.6 ¹⁾ ; 6.4 ²⁾	5–6	9/9 ¹⁾ ; 1/1 ²⁾
8 июня 1993	7.5	233 ¹⁾ ; 220 ²⁾	+3.6 ¹⁾ ; +7.5 ²⁾	2.3 ¹⁾ ; 2.1 ²⁾	0.3 ¹⁾ ; 0.3 ²⁾	7.1 ¹⁾ ; 7.7 ²⁾	5	1/1 ¹⁾ ; 1/5 ²⁾
13 нояб. 1993	7.0	167 ¹⁾ ; 157 ²⁾	+12 ¹⁾ ; +17 ²⁾	2.7 ¹⁾ ; 2.5 ²⁾	0.1 ¹⁾ ; 0.2 ²⁾	5.5 ¹⁾ ; 6.0 ²⁾	5–6	1/1 ¹⁾ ; 1/4 ²⁾
1 янв. 1996	6.6	95 ¹⁾ ; 108 ²⁾ ; 105 ³⁾	н.д.	2.3 ¹⁾ ; 2.6 ²⁾ ; 2.5 ³⁾	0.2 ¹⁾ ; 0.1 ²⁾ ; 0.2 ³⁾	6.9 ¹⁾ ; 5.7 ²⁾ ; 6.0 ³⁾	4–5	7/7 ¹⁾ ; 1/3 ²⁾ ; (2–5)/5 ³⁾
5 дек. 1997	7.8	308 ¹⁾ ; 308 ³⁾	+12 ¹⁾ ; +1.0 ³⁾	2.2 ¹⁾ ; 2.2 ³⁾	0.3 ¹⁾ ; 0.3 ³⁾	7.4 ¹⁾ ; 7.4 ³⁾	5–6	5/5 ¹⁾ ; (2–3)/3 ³⁾
<i>Республика Узбекистан, Ташкентский полигон</i>								
24 мая 2013	5.3	82 ⁴⁾ ; 79 ⁵⁾ ; 89 ⁶⁾	-0.24 ⁴⁾ ; -0.26 ⁵⁾ ; -0.2 ⁶⁾	7.4 ⁴⁾ ; 7.2 ⁵⁾ ; 8.1 ⁶⁾	0.004 ⁴⁾ ; 0.005 ⁵⁾ ; 0.003 ⁶⁾	1.1 ⁴⁾ ; 1.2 ⁵⁾ ; 1.0 ⁶⁾	4	(2–5.5)/9

Примечание: * – эпицентральные расстояния землетрясений до скважин: полуостров Камчатка: ¹⁾ – скв. ГК-1; ²⁾ – скв. М-1; ³⁾ – скв. Г-1; Ташкентский полигон, Узбекистан: ⁴⁾ – скв. Минора; ⁵⁾ – скв. ДАН и родник Озодбаи; ⁶⁾ – скв. Чаткал;

** – знаки перед числами обозначают “+” – расширение, “-” – сжатие;

*** – для полуострова Камчатка интенсивность сотрясений I приводятся для района г. Петропавловска-Камчатского.

В качестве параметров, характеризующих воздействие землетрясений в районах скважин, использовались:

- величины удельной плотности сейсмической энергии в волне (e), Дж/м³, рассчитанные по формуле $\log d_e = 0.48M_w - 0.33 \log e(d_e) - 1.4$ (Копылова, Болдина, 2020; Wang, 2007; Wang, Manga, 2010);

- максимальные скорости сейсмических волн V , см/с, рассчитанные по (Копылова, Болдина, 2020);

- величины косейсмической объемной деформации водовмещающих пород в районах скважин D , 10^{-9} , рассчитанные по (Болдина, Копылова, 2016; Копылова и др., 2010; Okada, 1985);

- величины интенсивность сотрясений I по шкале MSK-64 (Медведев и др., 1965) по данным макросейсмического каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН для камчатских землетрясений (<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/macrosei.php>). Для землетрясения в Узбекистане величина I_{MSK-64} была рассчитана по формуле (Шебалин, 1968): $I_{MSK-64} = bM - v \lg \sqrt{d_e^2 + H^2} + c$, где H – глубина очага; $b = 1.5$, $v = 3.5$, $c = 3.0$.

В таблице 3 также приводятся эпицентральные расстояния землетрясений до скважин (d_e , км), нормированные на максимальный линейный размер очага L (d_e / L).

О связи проявлений ГГХП с параметрами последующих землетрясений. Полуостров Камчатка, Петропавловск-Камчатский полигон (ПКП). Район полуострова Камчатка характеризуется высокой сейсмичностью вследствие его расположения в области субдукции Тихоокеанской океанической плиты под Евразийскую и Северо-Американскую плиты континентального типа. В пределах Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны повторяемость сильнейших землетрясений с магнитудами $M_w = 8-9$ составляет первые сотни лет. По долгосрочному сейсмическому прогнозу в течение ближайших лет – десятилетий в районе полуострова Камчатка возможно сильнейшее землетрясение с сотрясениями $I = 7-9$ баллов в континентальных районах (Федотов, 2019).

На территории ПКП проводятся наблюдения за химическим составом подземных вод на станциях Пиначево, Морозная, Верхняя Паратунка и Хлебозавод, состоящих из 7 самоизливающихся скважин и четырех источников (Копылова и др., 2018; Копылова, Болдина, 2019). При организации наблюдений полагалось, что получаемые данные должны характеризовать естественный режим самоизлива подземных вод и включать определения их основных физико-химических параметров – скорости разгрузки и температуры воды, pH , концентраций главных анионов и катионов, отдельных мезо- и микрокомпонентов в составе воды. Набор определяемых параметров для каждого водопоявления определялся индивидуально с учетом состава воды и возможностей аналитической базы. На газлирующей скважине ГК-1 отбирались пробы свободного газа для определения его состава хроматографическим методом. Периодичность наблюдений составляла один раз в три дня. В (Копылова и др., 2018) приводится гидрогеологическая и гидрогеохимическая характеристика режимных водопоявлений и их типизация. Описание методики наблюдений и аналитических методов дано в (Копылова и др., 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004).

В результате таких наблюдений получены многолетние временные ряды параметров подземных вод, в которых были выделены аномальные изменения показателей химического состава воды и газа перед шестью землетрясениями 1987–1997 гг. (Табл. 2). Ранее описание ГГХП давалось в (Копылова и др., 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004; и др.).

Гидрогеохимические наблюдения в Республике Узбекистан, Ташкентский геодинамический полигон. Изучение ГГХП в изменениях химического состава подземных вод и газов в Узбекистане проводится более 60-ти лет, и такие работы являлись пионерскими в мире (Поиски..., 1976; Султанходжаеви др., 1983; Уломов, Мавашев, 1967).

Периодичность наблюдений составляла 2–3 раза в неделю.

24 мая 2013 г. на Ташкентском полигоне произошло землетрясение с $M_w = 5.3$, $d_e = 80-90$ км (табл. 2, 3). С учетом субширотной ориентировки сейсмогенерирующих разломных зон этого района (Нурматов и др., 2016) и данных по механизму очага (Табл. 2) можно полагать, что в результате землетрясения произошел взбросо-сдвиг в условиях ЮЗ-СВ сжатия и СЗ-ЮВ растяжения.

Перед этим землетрясением ГГХП проявились, в основном, в изменениях концентраций газов азота, кислорода, углекислого газа и, в меньшей степени, гелия и

водорода, превышающих диапазон их фоновой изменчивости за весь период наблюдений. ГГХП проявились в источнике Озодбаш, дренирующем подземные воды палеозойских осадочных отложений Приташкентского артезианского бассейна, а также в изменениях газового состава других наблюдательных скважин, вскрывающих неоген-четвертичные и поздне меловые отложения. Это может служить показателем того, что в процессе подготовки землетрясения 24.05.2013 г. происходили изменения состава растворенных газов в пределах всей водоносной толщи ПАБ.

В (Копылова и др., 2019; Юсупов и др., 2014) полагалось, что ГГХП обусловлены увеличением в газовой разгрузке доли гелия, водорода и углекислого газа, поступающих из изолированных пустот в минеральном скелете водовмещающих пород при развитии микротрещиноватости на стадии подготовки землетрясения. Одновременно в газовой разгрузке происходило уменьшение доли газов воздушного происхождения – кислорода и азота. Кроме этого, избыточное поступление водорода в водоносные системы источника и скважин могло сопровождаться интенсификацией окислительных процессов, ростом pH воды (с середины 2012 г. амплитуды pH возрастали до 0.5 ед.), нарушением карбонатного равновесия и ростом величины Eh (Рис. 4).

Длительности аномалий по различным параметрам (T_1) изменялись от 2 до 5.5 мес. при величинах экстремальных амплитуд до 150 – 800 % по отношению к фоновым вариациям. Заблаговременность проявления (T_2) перед землетрясением составляла около девяти месяцев (Юсупов и др., 2014).

Обсуждение результатов. Связь проявления ГГХП с параметрами землетрясений. На рисунке 3 показано распределение ГГХП, зарегистрированных в водопроявлениях ПКП и ПАБ, в зависимости от соотношения величин магнитуды M_w и эпицентрального расстояния d_e последующих землетрясений.

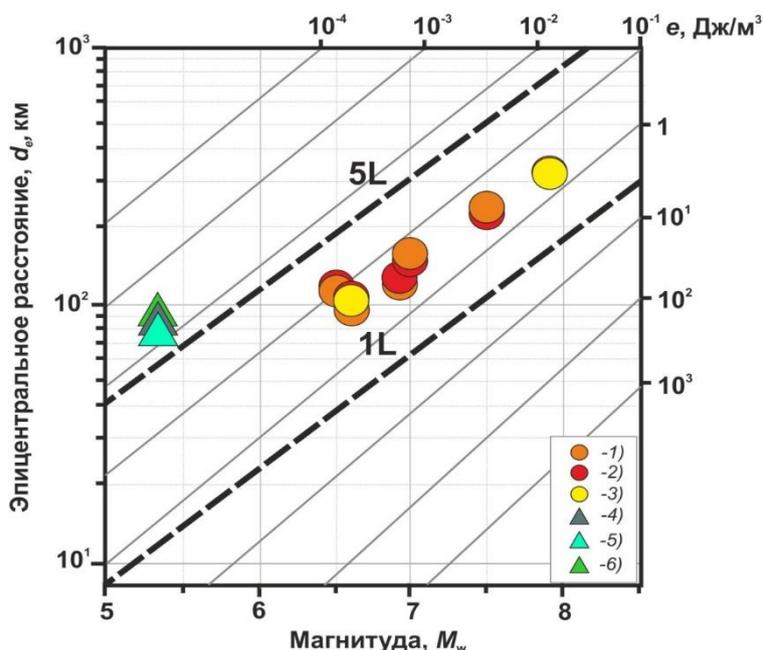


Рис. 3. Распределение ГГХП в зависимости от величин магнитуды M_w и эпицентрального расстояния d_e последующих землетрясений (табл. 2, 3).

Условными обозначениями показаны: 1) – 3) – скважины полуострова Камчатка: 1) – ГК-1, 2) – М-1, 3) – Г-1; 4) – 6) – режимные водопроявления Приташкентского артезианского бассейна: 4) – источник Озодбаш и скважина ДАН, 5) – скважина Минора, 6) – скважина Чаткал. Другие пояснения см. в тексте.

Наклонными тонкими линиями на рисунке 3 показаны расчетные величины удельной плотности сейсмической энергии в волне (e) в зависимости от величин магнитуды и

эпицентрального расстояния землетрясений. Обобщение мировых данных о постсейсмических явлениях в изменениях уровней воды в скважинах, разгрузок источников подземных вод и поверхностных водотоков показывает, что величины e могут использоваться в качестве метрических характеристик развития ряда флюидодинамических процессов в области очагов землетрясений (Wang, Manga, 2010). В частности, разжижение водонасыщенных осадочных отложений, инициация нестационарной фильтрации подземных вод и устойчивые («sustained») смещения уровня воды в скважинах после прохождения сейсмических волн контролируются определенными диапазонами величин e . На рисунке 5 на примере двух сейсмоактивных районов впервые проводится сопоставление проявлений ГГХП с величинами e .

Жирными прерывистыми линиями на рисунке 5 показаны величины одного ($1L$) и пяти ($5L$) максимальных линейных размеров очагов землетрясений по (Ризниченко, 1976). Мы полагаем, что расстояние (в км), отсчитываемое от эпицентра землетрясения и равное $1L$, ограничивает ближнюю область очага землетрясения, а расстояние $1L < d_e < (5-10)L$ ограничивает промежуточную область очага землетрясения. Соответственно, районы, расположенные на эпицентральных расстояниях $d_e > 10L$, находятся в дальней зоне очага землетрясения.

В камчатских скважинах ГГХП проявлялись перед землетрясениями с величинами магнитуд $M_w = 6.5-7.8$ на эпицентральных расстояниях $d_e = 100-310$ км. Во всех случаях скважины находились в промежуточных зонах очагов землетрясений ($d_e / L = 2-3$). Для таких землетрясений характерны значения $e = 0.1-0.3$ Дж/м³, максимальные скорости сейсмических волн $3.5-7.7$ см/с, интенсивность сотрясений в районах скважин $I_{MSK-64} = 4.5-5.5$ баллов и расчетные величины объемной косейсмической деформации D от первых единиц до десятков 10^{-9} (Табл. 3).

На территории ПАБ перед землетрясением 24 мая 2013 г. с $M_w = 5.3$ были зарегистрированы ГГХП в трех скважинах и в источнике Озодбаш на эпицентральных расстояниях $d_e = 80-90$ км, что составляет 7-8 максимальных размеров длины очага. Т. е. можно полагать, что наблюдательные водопроявления находились в промежуточной зоне очага землетрясения, но на относительно большем удалении, по сравнению с камчатскими скважинами, в которых регистрировались ГГХП.

При землетрясении 24 мая 2013 г. в районах наблюдений расчетные величины e составляли $0.003-0.005$ Дж/м³, интенсивность сотрясений $I_{MSK-64} = 4$ балла, косейсмическая объемная деформация водовмещающих пород $D = (0.2-0.3) \cdot 10^{-9}$, максимальные скорости сейсмических волн $V = 1.0-1.2$ см/с. (табл. 3). При сравнении этих величин с данными по воздействию камчатских землетрясений, которым предшествовали ГГХП, видно, что воздействие землетрясения 24 мая 2013 г. в районах наблюдений также было сравнительно слабее. Это позволяет предполагать более широкий диапазон соотношений магнитуд и эпицентральных расстояний для землетрясений, перед которыми могут возникать ГГХП в сеймотектонических и гидрогеологических условиях Приташкентского артезианского бассейна. Для окончательного прояснения этого вопроса необходимо продолжение гидрогеохимических наблюдений на территории ПАБ и получение новых данных о ГГХП.

Вместе с тем, сопоставление данных по ГГХП на полуострове Камчатка и в Узбекистане с использованием уточненного и расширенного набора параметров землетрясений (Рис. 3, Табл. 2, 3) показывает, в целом, согласование в общей тенденции связи ГГХП с величинами параметров землетрясений.

Особенности проявления ГГХП перед землетрясениями во времени. Принятый нами способ идентификации ГГХП позволяет оценить время и заблаговременность их возникновения перед последующими землетрясениями от примерно одного до девяти месяцев (Табл. 3). Такие оценки времени проявления ГГХП перед землетрясениями основываются на данных по аномальному поведению отдельных показателей минерального

состава воды и газа. При этом для полуострова Камчатка имеются очевидные особенности проявления ГГХП как для отдельных скважин, так и для изменений отдельных гидрогеохимических показателей (Рис. 3).

Это указывает на необходимость постановки специальных исследований по созданию моделей формирования ГГХП для отдельных скважин на основе экспериментальных данных по ГГХП с учетом совокупности гидрогеологических и гидрогеохимических условий формирования химического состава подземной воды. На примере скважины М-1, в которой перед землетрясением 2 марта 1992 г. ГГХП проявлялся в изменениях всех основных анионов и катионов, в (Копылова, Болдина, 2012) представлена модель образования этого предвестника за счет изменения условий смешивания двух контрастных по составу вод, присутствующих в слабопроницаемых блоках водовмещающих пород и разделяющих их трещинах; были оценены составы смешивающихся вод и прослежена динамика смешивания. К сожалению, недостатки системы гидрогеохимических наблюдений не позволяют рассмотреть аналогичные модели ГГХП для других скважин.

Перед землетрясением 24 мая 2013 г. на стадии его подготовки в трех скважинах и в источнике Озодбаш на территории ПАБ проявилось удивительное согласование в изменениях газового состава (рис. 2) при отсутствии значимых изменений концентраций хлорид- и гидрокарбонат-ионов. К сожалению, измерение концентраций катионов методикой не предусматривалось. Это также показывает необходимость совершенствования системы гидрогеохимических наблюдений на территории ПАБ для получения более убедительных выводов о процессах и механизмах формирования аномалий химического состава воды на стадиях подготовки сильных землетрясений в Республике Узбекистан.

Приведенные данные наблюдений ГГХП показывают, что на стадиях подготовки сильных землетрясений может происходить перераспределение компонентного состава воды и газа и, в отдельных случаях, изменение минерализации воды. Это дает основание полагать, что ведущими процессами формирования ГГХП являются изменение условий смешивания различных по химсоставу и минерализации вод в зонах повышенной водопроницаемости, которыми могут быть различные геологические объекты – разломные зоны, неоднородности литологического состава водовмещающих пород («гидрогеологические окна»), а также ствол скважины при множественной перфорации обсадной колонны (Копылова, Болдина, 2012; Wangetal, 2004), а также возможные изменения в физико-химическом взаимодействии в системе «вода – горная порода» при деформации водовмещающей породы и развитии в ней трещинной дилатансии (Копылова и др., 2018; Kopylova, Boldina, 2019; Skeltonetal., 2019).

Заключение. Впервые на примере двух сейсмоактивных регионов выполнен корректный анализ связи между ГГХП и параметрами последующих землетрясений – соотношением магнитуд и эпицентральных расстояний, величинами удельной плотности сейсмической энергии в волне, интенсивности сотрясений и другими показателями воздействия землетрясений в районах наблюдательных скважин.

Проявление рассмотренных ГГХП приурочено, главным образом, к промежуточным зонам очагов землетрясений и контролировалось определенными соотношениями между величинами магнитуд и эпицентральных расстояний, а также величинами других параметров воздействия землетрясений в районах наблюдательных водопроявлений. Такой подход позволяет при возникновении ГГХП более определенно оценивать параметры и влияние последующих сильных землетрясений в районах гидрогеохимических наблюдений.

Полученные величины продолжительности и заблаговременности проявления ГГХП перед последующими землетрясениями в 1–9 месяцев показывают потенциальное практическое значение ГГХП для оценки времени сильных землетрясений.

Вместе с тем, необходимо отметить недостатки применяемых методов диагностики ГГХП для углубленного изучения процессов и механизмов их формирования в условиях разнообразия природных обстановок формирования химического состава подземных вод, сложности учета технических факторов-помех, в первую очередь, эксплуатации подземных вод, и значительной роли человеческого фактора в производстве режимных наблюдений.

Очевидна необходимость развития метода гидрогеохимических наблюдений с целью изучения феномена ГГХП путем совмещения автоматизированных систем регистрации отдельных компонентов и интегральных показателей химического состава воды, таких как электропроводность, pH , Eh , с целенаправленными работами по изучению вариаций химического и газового состава подземных вод на современном уровне.

Литература

- 1 Болдина С.В., Копылова Г.Н. Косейсмические эффекты сильных камчатских землетрясений 2013 г. в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2016. № 2. Вып. № 30. С. 66–76.
- 2 Копылова Г.Н., Болдина С.В. Аномальные изменения химического состава подземных вод в связи с Камчатским землетрясением 02.03.1992 г. ($M_w=6.9$) // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 1. С. 39–49.
- 3 Копылова Г.Н., Болдина С.В. Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: 1977 – 2017 гг. // Вулканология и сейсмология. 2019. № 2. С. 3–20.
- 4 Копылова Г.Н., Болдина С.В. Эффекты сейсмических волн в изменениях уровня воды в скважине: экспериментальные данные и модели // Физика Земли. 2020. № 4. С. 102–122.
- 5 Копылова Г.Н., Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Болдина С.В. Химический состав подземных вод режимных водопроявлений Петропавловского геодинамического полигона, Камчатка: типизация и эффекты сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 43–62.
- 6 Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. № 1. С. 51–61.
- 7 Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–37.
- 8 Копылова Г.Н., Таранова Л.Н. Сигналы синхронизации в изменениях химического состава подземных вод Камчатки в связи с сильными ($M_w \geq 6.6$) землетрясениями // Физика Земли. 2013. № 4. С. 135–144.
- 9 Копылова Г.Н., Юсупов Ш.С., Серафимова Ю.К., Шин Л.Ю. Гидрогеохимические предвестники землетрясений (по данным наблюдений на полуострове Камчатка и в Узбекистане) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. [Электронный ресурс]: Труды Седьмой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября–7 октября 2019 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. Обнинск: ФИЦЕГС РАН, 2019. С. 282–286.
- 10 Мавлянов Г.А., Касимов Х.К., Султанходжаев А.Н. и др. Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана. Ташкент: Фан, 1973. С. 11–31.
- 11 Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГКАН СССР, 1965. 11 с.
- 12 Нурматов У.А., Юсупов Ш.С., Шин Л.Ю., Юсупджанова У.А. Связь особенностей проявления гидрогеосейсмологических предвестников землетрясений с сейсмотектонической обстановкой // Геология и минеральные ресурсы. 2016. № 2. С. 38–43.
- 13 Поиски предвестников землетрясений. Изд-во «Фан» Узбекской ССР, 1976. 262 с.
- 14 Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- 15 Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
- 16 Султанходжаев А.Н., Азизов Г.Ю., Лунева Н.А., Саиджамалов Н.Ф. Результаты изучения вариации углекислого газа в подземных водах Восточно-Ферганского полигона в связи с сейсмичностью (1974–1975). Андижан: АКНИО, 1976. 111 с.

- 17 Султанходжаев А.Н., Латипов С.У., Хасанова Л.А. и др. Гидрогеосейсмологические редвестники землетрясений. Ташкент: Фан, 1983. 134 с.
- 18 Уломов В.И., Мавашев Б.З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения // Докл. АН СССР. 1967. № 2. Т. 176. С. 319–321.
- 19 Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2004. С. 96–112.
- 20 Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании / В кн.: Сейсмическое районирование СССР. Ч. II. Гл. 6. М.: Наука, 1968.
- 21 Юсупов Ш.С. Изотопная геохимия углерода подземных вод Центральной Азии. Ташкент: Сиваш, 2017. 219 с.
- 22 Юсупов Ш.С., Нурматов У.А., Шин Л.Ю. и др. Аномальные вариации гидрогеосейсмологических параметров в период возникновения Туябугузского и Маржанбулакского землетрясений 25 и 26 мая 2013 г. // Докл. АН РУз: ФАН, 2014. № 6. С. 38–40.
- 23 Biagi, P. F., Ermini, A., Cozzio, E. et al. Hydrochemical precursors in Kamchatka (Russia) related to the strongest earthquakes in 1988-1997 // Natural Hazards. 2000a. V. 21. P. 263–276. <https://doi.org/10.1023/A:1008178104003>.
- 24 Biagi, P. F., Ermini, A., Kingsley, S. P. et al. Groundwater ion content precursors of strong earthquakes in Kamchatka (Russia) // PAGEOPH. 2000b. V. 157. P. 1359–1377. <https://doi.org/10.1007/PL00001123>.
- 25 Kopylova G., Boldina S. Anomalies in Groundwater Composition Caused by Earthquakes: Examples and Modeling Issues // E3S Web of Conferences 98, 01029 (2019), <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199801029> WRI-16.
- 26 Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V.75 (4). P. 1135–1154.
- 27 Skelton, A., Liljedahl- Claesson, L., Wästeby, N. et al. (2019). Hydrochemical changes before and after earthquakes based on long- term measurements of multiple parameters at two sites in northern Iceland—A review. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JB016757>.
- 28 Thomas D. Geochemical precursors to seismic activity // PAGEOPH. 1988. V. 126. N. 2–4. P. 241–266.
- 29 Wang, C.-Y. Liquefaction beyond the near field // Seismo. Res. Lett. 2007. V. 78. P. 512–517.
- 30 Wang C.-Y., Manga M. Earthquakes and Water / Lecture Notes in Earth Sciences. V. 114. Berlin: Springer, 2010. 249 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-00810-8>.
- 31 Wang R., Woith H., Milkereit C., Zschau J. Modelins of hydrogeochemical anomalies induced by distant earthquakes // Geophys. J. Int. 2004. V. I 57. P. 717–726.

УДК 550.347.097

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛЮИДНОГО ГЕНЕЗИСА И ВОЗНИКНОВЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

Повышенная сейсмичность наблюдается на ряде месторождений (углеводородов и рудной минерализации) флюидного генезиса в различных по истории развития и составу комплексах пород. Для углеводородов наведенная сейсмичность применительно к крупным газовым месторождениям может стимулироваться внедрением больших масс воды в пласты, ранее заполненные газом, что приводит к изменению напряженно-деформированного

состояния блока земной коры. Такое объяснение поведения сейсмичности было дано для механизма землетрясений 1976 и 1984 гг. в районе Газли [4]. Сейсмические события регулярно фиксируются на Ромашкинском месторождении (Южно-Татарский свод).

«Прямые» поиски углеводородов значительно стимулировали изучение эффектов распространения сейсмических волн в среде содержащий флюид в различных фазах. Из многочисленных результатов следует выделить главные: 1 – зависимость рассеяния продольных и поперечных волн от содержания газа. Газ увеличивает рассеяние, жидкость уменьшает; 2 – зависимость отношения скорости продольной (V_p) волны к скорости поперечной (V_s) волны (V_p/V_s), с ростом газовой фазы V_p/V_s уменьшается, с увеличением содержания воды растет.

По упругим свойствам значительными отличиями выбросоопасных пород (в частности, песчаников) является относительно более высокая открытая пористость 6–10%, в отличие от невзрывоопасных (3–7%), что позволило сделать важнейший вывод о повышенной способности выбросоопасных песчаников накапливать упругую энергию [11].

Другим важнейшим отличием выбросоопасных пород является пониженная в два раза влажность (высушивание при 60° С): выбросоопасные - 0,40–1,62%; невзрывоопасные - 0,80 – 3,24%. [3] При этом выбросоопасные песчаники отличаются от невзрывоопасных песчаников фильтрационными свойствами. При гидростатическом давлении 5 МПа коэффициент фильтрации у невзрывоопасных песчаника на десятичный порядок превосходит этот показатель у выбросоопасного песчаника. При увеличении давления до 50 МПа разница составляет два порядка [12].

Взаимосвязанные вариации газонасыщенности, водосодержание и фильтрационных свойств определяют возникновение сейсмического процесса в условиях напряженного состояния. Эти вариации находят отображение в вариациях сейсмических параметров, которым соответствует дилатансионно-диффузная модели очага землетрясений. Вода обладает огромной по сравнению с другими жидкостями диэлектрической проницаемостью, она способна заполнять межзеренное пространство в минералах. Накопление в очаге воды ведет к резкому падению возможности сопротивления лавинообразному развитию трещиноватости и образованию магистральной трещины. В дальнейшем присутствие жидкости в области очага способствует восстановлению значений отношения скоростей продольной и поперечной волн.

С такой интерпретацией скорости, как её зависимости от фазового состава флюида согласуется картина распределения V_p и V_p/V_s в районе месторождения углеводородов Газли (рис. 1). В верхней части осадочного чехла фиксируются аномально низкие значения V_p/V_s (1,49), что подтверждает предположение о нарушении баланса между жидкой и газообразной фазами флюида вследствие закачки воды [4]. Сопоставление разрезов V_p и V_p/V_s (рис. 1б, 1в) показывает, что под месторождением в верхней части фундамента находится контакт относительно повышенных и пониженных значений V_p/V_s , при этом повышенные значения V_p/V_s сильно отличаются по значениям V_p и V_s домена выше и глубже 10 км. По V_p подстилающие породы фундамента ($H \leq 10$ км) характеризуются пластовой моделью. Различие распределений V_p/V_s и V_p сохраняется в нижней и средней частях коры, а также в верхней мантии, что свидетельствует о мантийной природе, как сейсмичности, так и образования месторождения.

Параметр V_p/V_s функционально связан с коэффициентом Пуассона. Значительная неоднородность геосреды по коэффициенту Пуассона означает, что даже при незначительном внешнем динамическом воздействии в геосреде будут происходить существенные деформационные процессы. Сформировавшаяся в процессе эволюции упругая неоднородность консолидированной коры при геодинамических напряжениях создает условия для импульсного процесса фильтрации и инфильтрации флюида и соответственно сейсмичности.

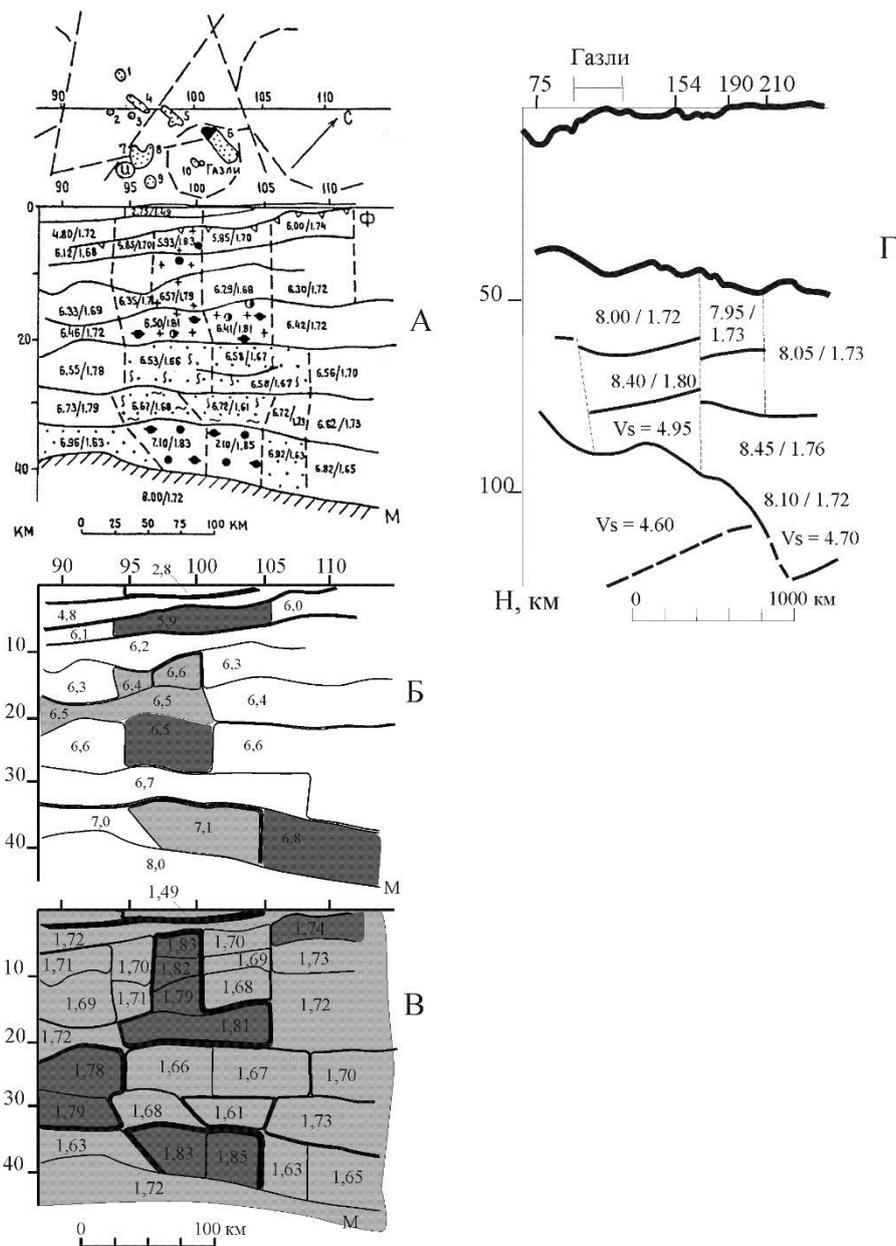


Рис. 1. Фрагмент геотраверса «г. Мары – Татарский пролив»

а – схема расположения месторождений углеводородов вдоль фрагмента геотраверса «г. Мары – Татарский пролив» и глубинный сейсмический разрез [1]. Месторождения углеводородов: 1 – Даяхатын, 2 – Хаджиказган, 3 – Сев. Сузьма, 4 – Кульдешкак, 5 – Учкыр, 6 – Газли, 7 – Джаркак, 8 – Акжар, 9 – Карауз, 10 – Таскудук.

б – глубинный разрез распределения скорости продольных волн (V_p)

в – глубинный разрез распределения параметра V_p/V_s . Разрезы (б и в) выполнены в интерпретации автора.

г – Строение верхней мантии в районе Газлинского нефтегазоносного района вдоль линии геотраверса «г. Мары - Татарский пролив» [1].

Основное поступление флюида в очаговую область в верхней части консолидированной коры контролируется системой зон разрывных нарушений и отдельными крупными разломами. При этом в крупных разрывных нарушениях может одновременно происходить восходящая и нисходящая фильтрация флюида. На Ново-Елховской скв. 20009 (Ромашкинское месторождение) геотермические наблюдения позволили выделить в

интервале глубин от 1804 до 5365 м целую серию геотермических аномалий, связанных с поглощением воды (13 аномалий) и выделением газа (10 аномалий) [10].

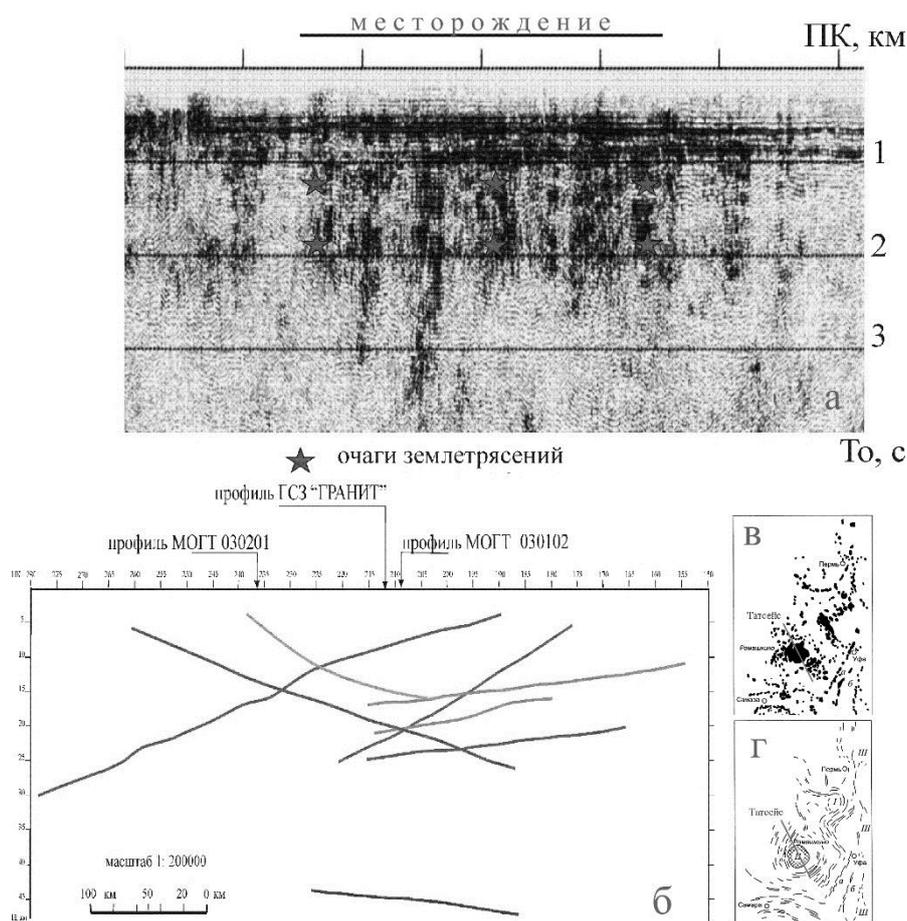


Рис. 2. Отображение Ромашкинского месторождения нефти в результатах сейсмических исследований по региональному профилю МОГТ «Татсейс».

а – фрагмент временного разреза МОГТ, красными звездочками выделен контур области землетрясений по данным [2]; б – глубинный разрез; в – схема размещения месторождений углеводородов в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции; г – следы локальных палео поясов оптимальных коллекторов Волго-Уральской, трассируемые мелкими месторождениями нефти и газа. Контур Ромашкинского месторождения заштрихован [8].

Начало эксплуатации Ромашкинского месторождения 1947 год, начало регистрации сейсмических событий 1986 год. Максимальная бальность – 6, количество событий с 1986-1999 составило 675. Глубина очагов землетрясений фиксировалась в интервале 3000-5000 м, при глубине резервуара 1500 м [2]. Ромашкинское месторождение нефти характеризуется одной из самых плотных сетей наблюдений региональных профилей МОГТ, что позволило впервые построить пространственную схему отражающих границ разрывных нарушений консолидированной коры перекрытой мощным чехлом осадочных пород [7].

На рисунке 2 представлены фрагменты временного и глубинного разреза по региональному профилю МОГТ «Татсейс», проходящему через Ромашкинское месторождение нефти. На разрезе протяженность месторождения на профиле хорошо совпадает с областью повышенной интенсивности записи в верхней части кристаллического фундамента, которая состоит из серии вертикальных областей интенсивной сейсмической записи. Динамически интенсивная сейсмическая запись коррелируется с повышенной влажностью или водонасыщенностью горных пород [6]. Отрицательные геотермические аномалии по скважине 2009 подтверждают этот вывод. Этот же вывод подтверждается также результатами расчета флюидных потоков на территории Южно-Татарского свода [9].

Флюидные потоки имеют вихревую картину распределения территории с центров в районе Ромашкинского месторождения. За период эксплуатации в залежи было закачивалось огромное количество воды. Часть этой воды, безусловно, поступала в породы фундамента. Размеры области очагов землетрясений на временном разрезе были рассчитаны по данным, полученным на Новоелховской сверхглубокой скважине 20009, на глубине 3 км, скорость продольной волны равна 5 км/с, на глубине 5 км, скорость равна 5,5 км/с, соответственно временной интервал (двойное время пробега волны) $T_0 = 1,2 \text{ сек} - 1,84 \text{ сек}$ (рис. 2а).

В отличие от всех глубинных разрезов консолидированной коры, построенных по региональным профилям МОГТ, глубинный разрез на рис. 2б лежит в вертикальной плоскости, что позволяет корректно оценивать местоположение различных объектов, в том числе очагов землетрясений. Разрывные нарушения (отражающие поверхности) в пространстве образуют лепестковую структуру, причем все они по восстанию выходят за контуры месторождения [7]. Лепестковая структура разрывных нарушений в плане согласуется с результатами дешифрирования космоснимков (рис. 2 в). На глубинном разрезе в центральной части профиля в интервале глубин 15-20 км находится узел пересечения отражающих границ. На временном разрезе на тех же пикетах этому узлу соответствует наиболее крупная вертикальная область интенсивной сейсмической записи. По глубине её окончание приблизительно совпадает с узлом пересечения отражающих границ. Поскольку обработка отраженных волн и глубинные построения не зависимы между собой, сейсмическая модель отражающих границ месторождения носит объективный характер. Можно предположить, что область интенсивной сейсмической записи и наклонные отражающие поверхности (лепестковая структура) гидравлически между собой связаны и скорее всего, в импульсном режиме, что не противоречит данным о колебаниях уровней грунтовых вод и воды в глубоких скважинах.

Таким образом, просматривается следующая модель сейсмического процесса на Ромашкинском месторождении. На фоне постоянно существующих волн деформаций и напряжений идет закачка в резервуар воды и откачка воды с нефтью. Какая-то часть закачиваемой воды участвует в процессе инфильтрации в породы фундамента (наклонные разрывные нарушения, зоны вертикальной трещиноватости). О возможности инфильтрации (М-инфильтрации, [13]) свидетельствует, залегающее в средней части консолидированной коры высокоскоростное тело [5]. В обратном направлении в фундаменте поднимается газ, который блокирует участки проскальзывания блоков пород в «резервуаре» области будущего очага, происходит накопление упругой энергии. Рост области (областей) с газом продолжается до определенного порогового значения.

Заключение. Положение очагов землетрясений в разрезе коррелируется с вертикальными областями интенсивной сейсмической записи (МОГТ). Накопление упругой энергии и её диссипация с участием флюида является более полным отображением процессов, проходящих в области очага землетрясения. Под месторождениями полезных ископаемых флюидного генезиса с повышенной сейсмичностью залегают зоны пониженных значений скоростей (волноводы). Интерпретация сейсмических материалов МОГТ и ГСЗ выполненная на основе флюидной модели геосреды позволила составить непротиворечивую модель сейсмического процесса на месторождениях углеводородов.

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)», № АААА-А19-119013190038-2).

Литература

- 1 Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
- 2 Востоков Е.Н. Прибрежно-морские зоны мира (строение, био- и минеральные ресурсы, проблемы освоения и управления). М.: Компания Спутник+, 2002. 739 с.

- 3 Гречухин В.В., Бродский П.А., Климов А.А., Козельский И.Т., Козельская В.Т., Воевода Б.И. Геофизические методы изучения геологии угольных месторождений. М.: Недра, 1995. 477 с.
- 4 Киссин И.Г. Подземные воды и сейсмические процессы // Подземные воды и эволюция литосферы: Материалы Всесоюз. конф. М.: Наука, 1985. Том II. С. 302-306.
- 5 Краснопевцева Г.В., Кузин А.М. Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз» // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции, 22-25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008. С. 233-236.
- 6 Кузин А.М. О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1, 2 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Выпуск 2(12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>
- 7 Кузин А.М. Геологическое строение консолидированной коры в районе Ромашкинского месторождения по данным сейсмических наблюдений. Часть 1, 2 // Актуальные проблемы нефти и газа Вып. 1(20) 2018. <http://oilgasjournal.ru>
- 8 Минский Н.А. Литофизическая зональность осадочного чехла платформ и её влияние на распределение месторождений нефти и газа и гидротермальных руд. Москва: ГЕОС. 2007, 150 с.
- 9 Морозов В.Н., Каган А.И., Колесников И.Ю., Татаринцев В.Н. О континентальной нефти Камчатки // 2-е Кудрявцевские Чтения. Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа. Москва. ЦГЭ. 21-23 октября 2013.
- 10 Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х. Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // ГЕОРЕСУРСЫ. 1 [1] сентябрь 1999, 4-15 с.
- 11 Прогноз и предотвращение выбросов пород и газа. Под ред. В.Н. Потураева. Киев,: Наукова Думка, 1986, 244 с.
- 12 Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г. Экспериментальная физика и механика горных пород. СПб.: Наука, 2001. 343 с.
- 13 Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. Труды ГИН РАН, вып. 497. М.: Наука, 1999, 200 с.

УДК: 550.8.08

ИНДИКАТОР ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Ли А., Ибрагимов А.Х.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан

К настоящему времени японской компанией Meisei (<http://www.meisei.co.jp>) производятся приборы, рассчитывающие интенсивность сейсмических колебаний по 7-балльной шкале Японского метеорологического агентства JMA. Приборы S401-PSC, G210DM производят расчет и индикацию уровня воздействий в баллах. Они изготовлены на основе форс-балансных трехосных акселерометров, цена которых начинается с 1700 USD. Авторами с использованием недорогой элементной базы разработан и изготовлен индикатор интенсивности сейсмических воздействий в баллах по шкале EMS-98. В качестве сенсора выбран цифровой трехкомпонентный МЭМС-акселерометр ADXL-345 производства компании Sparkfun (www.sparkfun.com). МЭМС расшифровывается как микромеханическая система, объединяющая в себе микроэлектронные и микромеханические компоненты. Параметры акселерометра ADXL345: разрядность – 10 бит, диапазон ускорений $\pm 2g$, частотный диапазон $-0,2 \sim 3500$ Гц. Акселерометр по шине I2C подключается к микроконтроллеру ARDUINO UNO3. I2C – последовательная асимметричная шина для связи между интегральными схемами внутри электронных приборов. Использует две двунаправленные

линии связи (SDA и SCL), применяется для соединения низкоскоростных периферийных компонентов. На рис.1 приведена схема подключения акселерометра ADXL345 к микроконтроллеру.

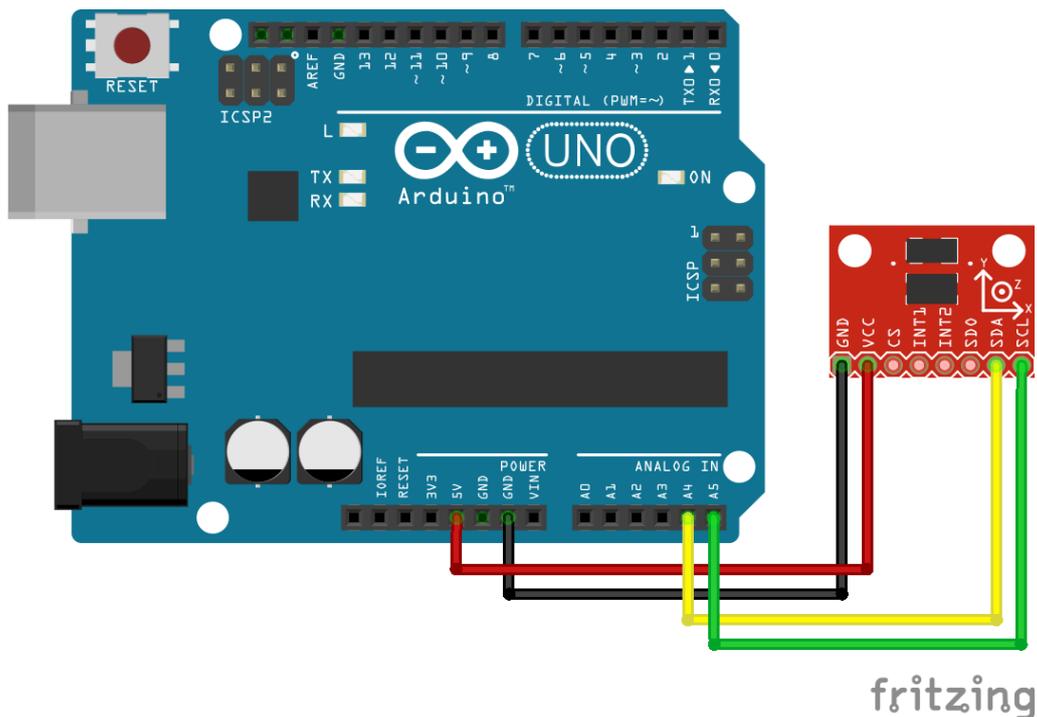


Рис.1. Схема подключения акселерометра ADXL345 к микроконтроллеру

Для индикации значений интенсивности применен жидкокристаллический дисплей ADCL-1620, подключение к Arduino приведено на рис.2.

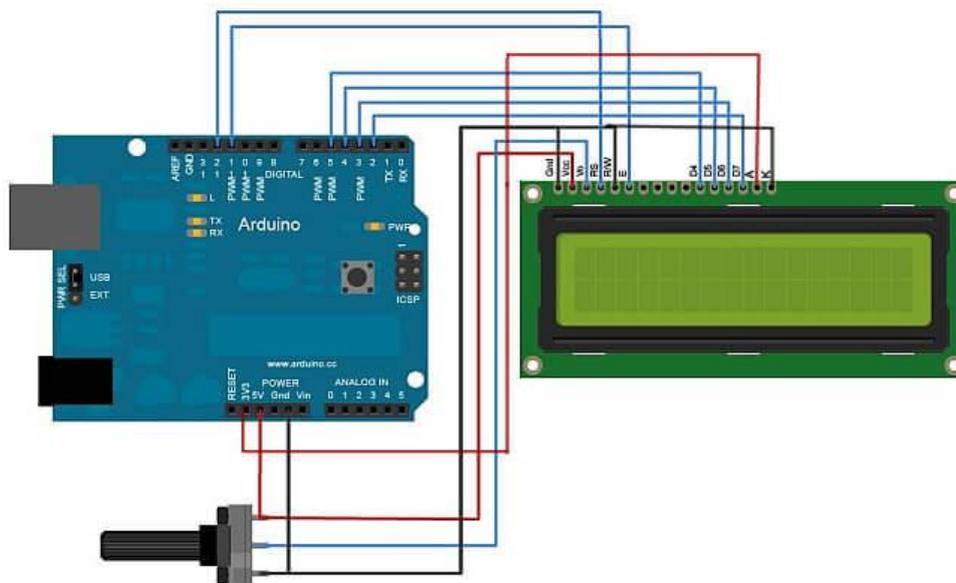


Рис.2. Схема подключения индикатора ADCL1620 к Arduino

В среде Arduino Studio было разработано программное обеспечение для взаимодействия всех электронных компонентов на логическом уровне. В качестве языка

программирования использовалась специальная версия языка C, а для работы с акселерометром ADXL345 была подключена библиотека «adxl345.h».

Принцип действия программного обеспечения:

1) Приложение (скетч), записанный на микроконтроллер, в бесконечном программном цикле опрашивает акселерометр с помощью библиотеки «adxl345.h» и сохраняет результат по каждой из трех компонент;

2) В скетче формируется массив данных размером 100 отсчетов, куда каждый цикл сохраняется результат вычисления ускорения для вертикальной компоненты;

3) После заполнения массива данных вычисляется среднееарифметическое для ускорения, и результат проверяется на критерий срабатывания триггера;

4) По триггеру производится пересчет ускорения в интенсивность с помощью уравнения, результат отображается на жидкокристаллическом дисплее и включается звуковой сигнал зуммера длительностью 12 секунд.

На рис.3 приведен образец рабочего прибора.

Статья выполнена в рамках выполнения гранта ПЗ-20170921217.



Рис. 3. Фото датчика балльности

Литература

- 1 <https://robot-kit.ru/article/Accelerometer-Arduino-ADXL345/>
- 2 <https://learn.adafruit.com/adxl345-digital-accelerometer/programming>
- 3 <https://create.arduino.cc/projecthub/najad/interfacing-lcd1602-with-arduino-764ec4>
- 4 <https://www.instructables.com/id/LCD-1602-With-Arduino-Uno-R3/>

УДК 550.34.034

О 3-D ВИЗУАЛИЗАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗЕМЛИ

Литовченко И.Н., Амиров Н.Б.

Институт сейсмологии Министерства науки РК, Алматы

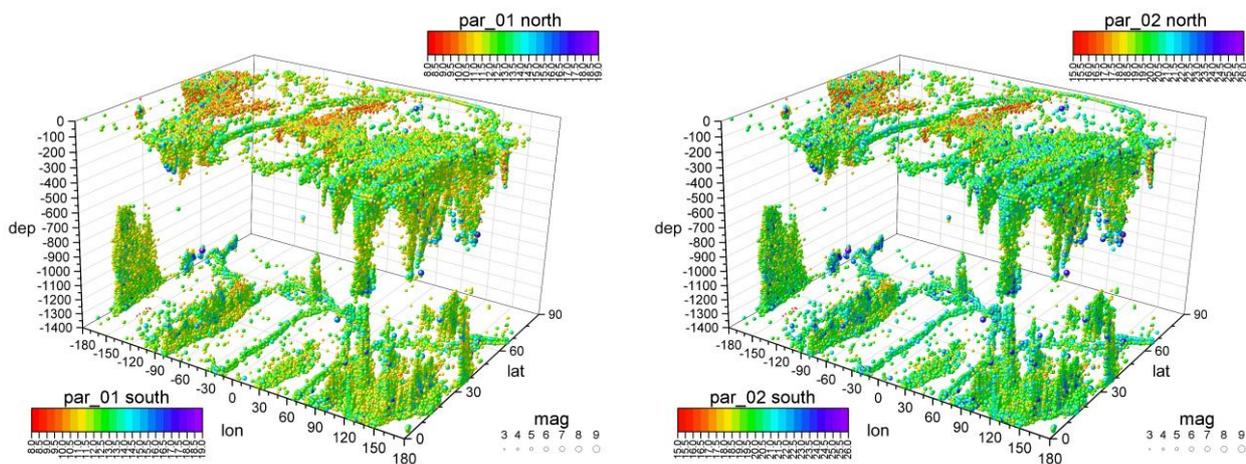
В представленных ранее работах [1, 2, 5] рассматривался вопрос о реологических и термодинамических условиях в очагах землетрясений. Показана и подтверждена актуальность вычислительной методики для средних, а так же для сильных землетрясений Земли. С учетом проведенных исследований, рассчитывались некоторые параметры в очаговых зонах по мировому каталогу землетрясений с $M \geq 2.5$ за 1973-2019 г.г. [3].

Цель данного исследования – анализ вопроса о реологических и термодинамических параметрах в очагах землетрясений Земли, визуализация и пространственное их 3-D

представление. Как отмечалось в [2], расчет основывается на следующих принципах: землетрясения являются источниками информации о физических параметрах земной коры и ее расслоенности. Исходными данными для определения термодинамических и реологических параметров являются *магнитуда* и *энергетический класс* землетрясения, которые рассматриваются в очагах землетрясений Земли в следующей последовательности: *энергия сейсмических волн; температура среды очага; температурные напряжения, деформация объема и формы очага; плотность энергии деформирования; потенциальная энергия деформирования очага; предел прочности среды в объеме разрушения; определение соотношения величины потенциальной энергии деформирования; энергии разрушения, вязкость и др.*

За последние десятилетия данная методика применялась для расчета реологических и термодинамических параметров в очагах землетрясений в различных регионах Земли, рассчитаны термодинамические и реологические параметры в очаговых зонах землетрясений с магнитудой больше 2.5 для Северного и Южного полушарий Земли [5]. На рисунках приводятся гипоцентры таких землетрясений с $M \geq 2.5$ за 1973-2019 г.г. с одновременным их 3-D представлением (par01, par02, par03,...,par12). Визуализация параметров показана на рисунке 1 разным цветом. При 3-D визуализации параметров четко выделяются зоны с определенными термодинамическими и реологическими условиями. Отметим, что логарифм критических размеров объема очага par03 ($\lg V$) находится в квадратичной зависимости от магнитуды. В нашем случае в диапазоне магнитуд от $2.5 \leq M \leq 9.2$ расчетные значения par03 ($\lg V$) меняются в пределах $12.44 \leq \lg V \leq 21.95$. Наличие параметров E и V дало возможность для расчета плотности потенциальной энергии сейсмических волн в единице объема U (в эрг/см³) [2]. В случае $\lg U = \lg E - \lg V$ – это par04, в диапазоне магнитуд от $2.5 \leq M \leq 9.2$ значения par04 ($\lg U$) изменяются в пределах от $2.947 \leq \lg U \leq 3.609$. Логарифм удельной (объемной) плотности энергии сейсмических волн par04 ($\lg U$) в отличие от par03 ($\lg V$) находится в прямолинейной зависимости от магнитуды. На рисунках 1 и 2 показаны все параметры par01 (K), par02 ($\lg E$), par03 ($\lg V$), par04 ($\lg U$), par05 (E_k), par06 ($T^\circ(C)$), ..., par12 ($\lg \square$), описание которых представлено в тексте.

Существует два вида удельной энергии очага землетрясения, связанные с: 1) изменением *объема*, 2) изменением *формы очага*, которые для одной и той же магнитуды отличаются на один порядок величины. Величина потенциальной энергии сейсмических волн зависит от величины объема очага и практически не зависит от удельной плотности энергии U. Это следует из различий в изменениях V и U для диапазона магнитуд от 2.5 до 9.2. Подтверждается правомерность и возможность использования методики из [2] для анализа и сравнения глубинного строения различных сейсмогенных областей Земли.



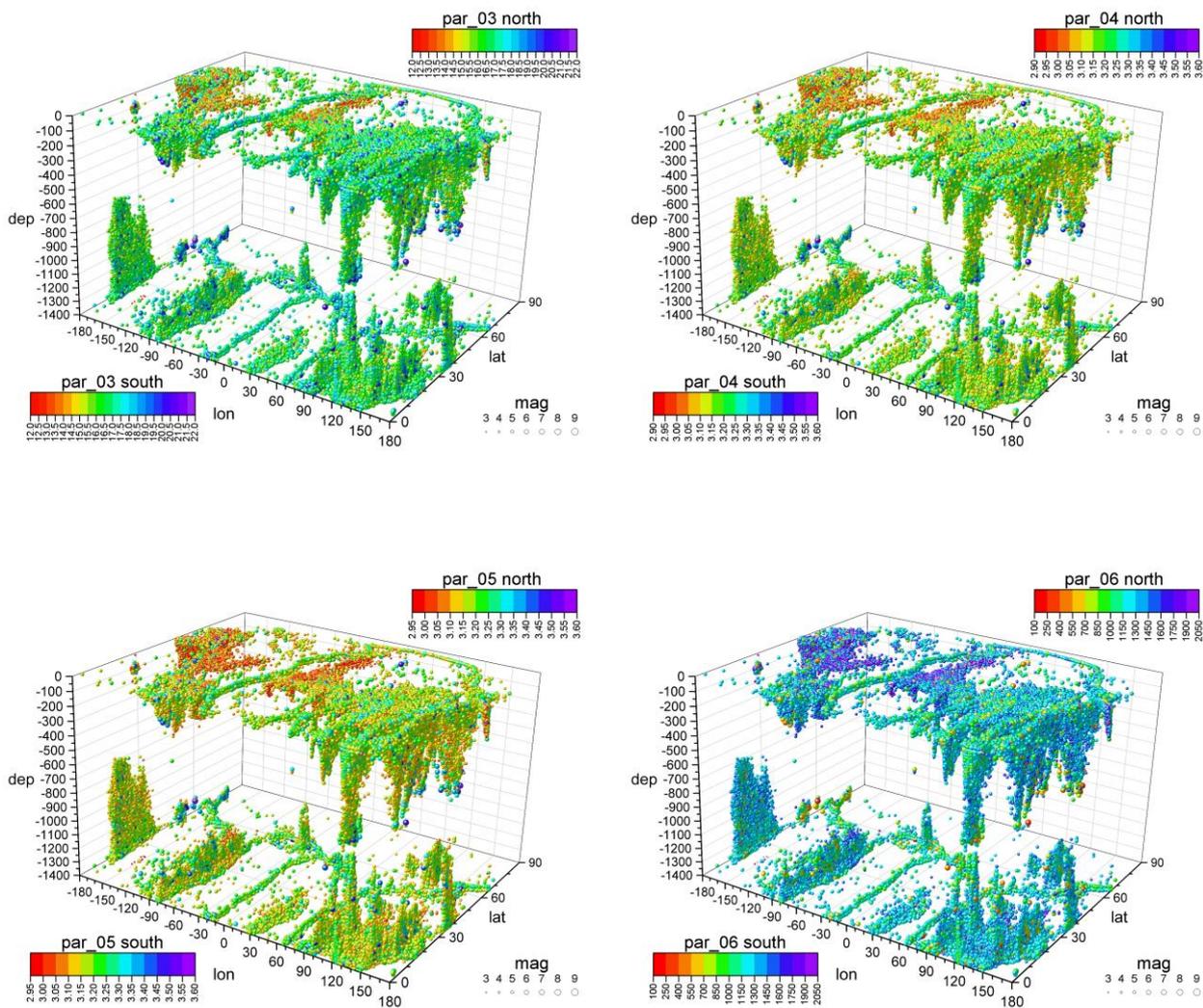
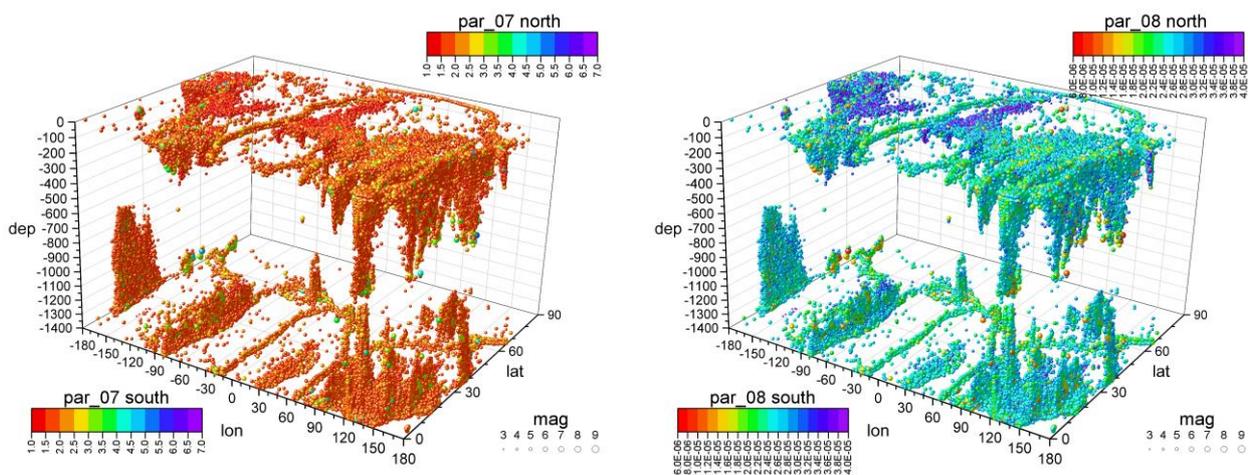


Рис. 1. 3-D визуализация термодинамических и реологических параметров (par01, 02, ...par06 - в цвете) в Северном и Южном полушариях Земли в очагах землетрясений с $M \geq 2.5$ за 1973-2019 г.г. (NEIC) [3]



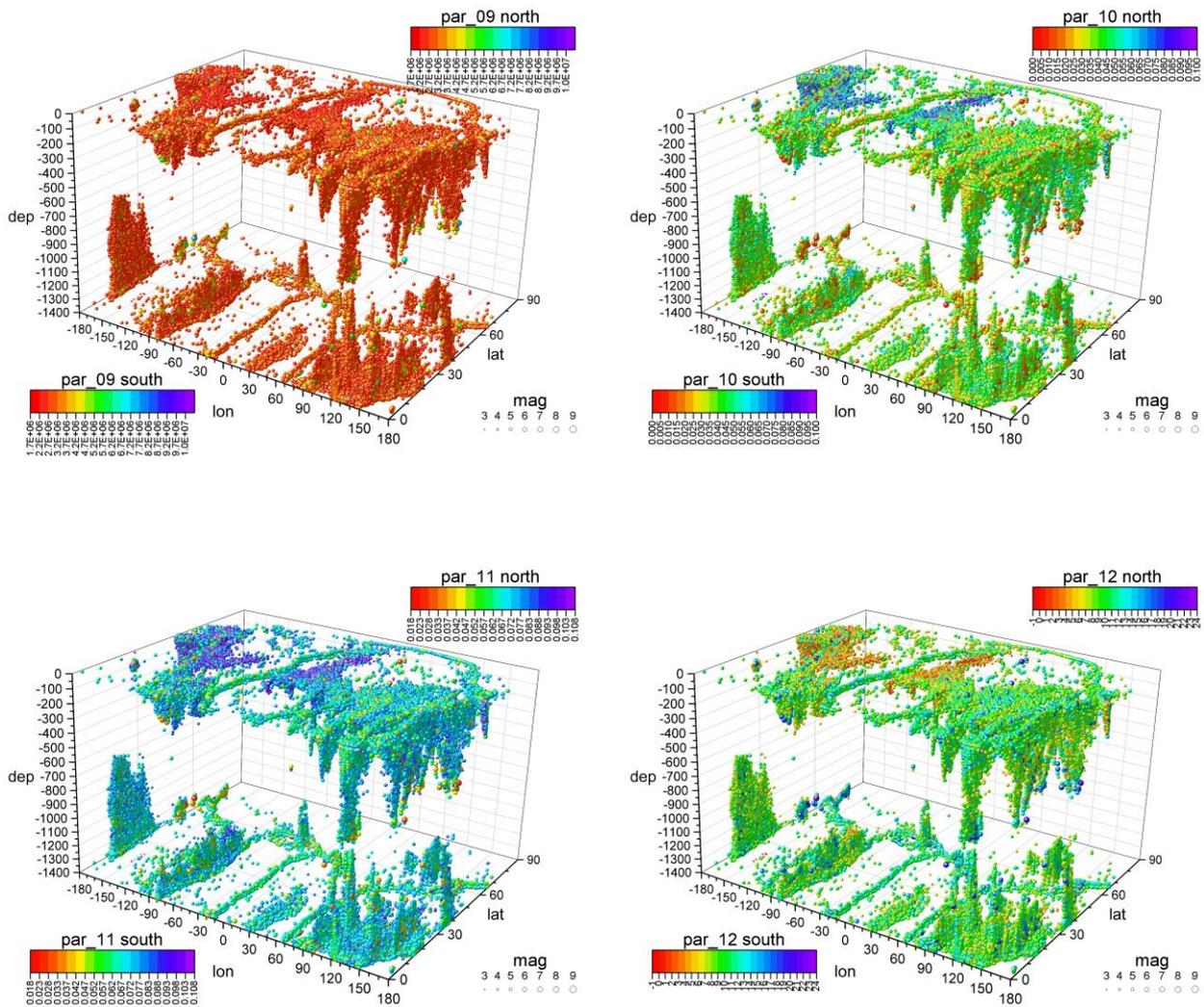


Рис. 2. 3-D визуализация термодинамических и реологических параметров в Северном и Южном полушариях Земли (par07, 08, ...par12 - в цвете) с $M \geq 2.5$ за 1973-2019 г.г. (NEIC) [3]

Далее рассмотрим соотношение между энергией и температурой $par06$ ($T^{\circ}C$) в очаге землетрясения. В теоретическом плане вероятность взаимосвязи между энергией и магнитудой землетрясения с термодинамическими параметрами очага может предполагаться из самой природы накопления термоупругих напряжений в верхних оболочках Земли. Такое накопление, по мнению некоторых авторов, является следствием неравномерного распределения температур и различия физических свойств геологической среды [1,2,4]. Показателем концентрации напряжений на глубине служит их разрядка в виде землетрясения [1; 2;4; 5]. Эмпирические уравнения связи по [2], температуры в очаге землетрясения в момент сбрасывания добавочных упругих напряжений с энергией в очаге: $T(K)=196.8K(lgE_{max}-lgE)$, где $196.8K$ – константа, определяющая количество градусов, соответствующее изменению энергии (ΔE_{rg}) на один порядок; lgE – логарифм энергии сейсмических волн, рассчитанный по методике [2,5]. lgE_{max} – логарифм максимального значения энергии сейсмических волн используются и при расчете вязкости $par12$ ($lg \square$); объемного модуля упругости $par07$ (G), эффективных нормальных напряжений $par11$ (\square); эффективных касательных или сбрасываемых напряжений $par09$ (\square); показателя деформации объема очага $par10$ (\square); коэффициента объемного теплового расширения $par08$ ($\square v$).

Согласно данным [1,2,5], анализ распределения гипоцентров землетрясений с магнитудами $M < 5.0$ по глубине показывает их концентрацию в вытянутых

квазивертикальных больших и малых объемах. Расчетные значения температур для землетрясений с магнитудами $5.0 < M < 9.0$ соответствуют температурам кристаллизации составных элементов коры [2]. Сопоставление расчетных данных размеров ϵ , σ и G с температурой обнаруживает, что два первых из них испытывают увеличение по мере роста температур, а третий – объемный модуль упругости G – напротив, уменьшение [1, 2, 4, 5]. Таким образом, теоретические расчеты термодинамических и реологических параметров, которые обуславливают возникновение сильных землетрясений в земной коре, и статистическая обработка экспериментальных данных свидетельствуют о существовании универсальных зависимостей между физическими условиями в очаговых зонах. Для относительно слабых ($M > 2.5$) землетрясений выполняются аналогичные соотношения. Как указывается в [2,5] по численным значениям термодинамических и реологических параметров, их визуализации на рисунках 1, 2 выделяются *упругие*, *упруго-вязкие* слои земной коры исследуемого региона. Это необходимо для практических целей выделения зон, готовых к возникновению сильных землетрясений.

В последние годы все чаще применяют различные методики прогноза землетрясений, но пока не выяснена природа этого явления необходимо направить все усилия на понимание реологических и термодинамических условий в очагах уже произошедших землетрясений. Когда станет более понятным физическая картина в очаговых зонах землетрясений разных магнитуд, тогда мы приблизимся к решению проблемы предсказания и понимания процесса подготовки будущих очагов землетрясений в разных сейсмоактивных регионах Земли.

Исходя из общего анализа, полученного в результате исследования результатов 3-D визуализации параметров в очагах землетрясений Земли по Северному и Южному полушариям за 1973-2019 г.г., в нашем случае, дает основание сделать выводы.

Выводы:

1. Термодинамические параметры очага землетрясений характеризуют реологические свойства основных слоев земной коры Земли.
2. Методика расчета из [2,5], описывающая взаимосвязи между термодинамическими параметрами, подтверждается данными других исследователей.
3. Различие в реологических свойствах земной коры различных сейсмоактивных регионов Земли получает отражение в совокупности термодинамических параметров вне зависимости от их прямого или обратного соотношения с магнитудой землетрясения.
4. Термодинамические параметры очага землетрясения дают возможность оценки термического режима крупных тектонических элементов по глубине и дифференциации земной коры на отдельные реологические слои.
5. Землетрясения в сейсмоактивных орогенных областях с магнитудой $M > 6.0$ характеризуют упругие, а с $2.5 < M < 5.0$ – упруго-вязкие слои земной коры.

Литература

- 1 Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы, 2004.- 504с.
- 2 Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы.- М.:Научный мир, 1999. - 216с.
- 3 Мировой каталог землетрясений (NEIC) // Электронный ресурс.- http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html
- 4 Горбунова Е.А., Шерман С.И. Вероятность сильных ($M \geq 7.5$) землетрясений в зонах разломов Центральной Азии (тектонофизический анализ)// Геодинамика и тектонофизика. 2016;7(2):303-314. DOI:10.5800/GT-2016-7-2-0208
- 5 Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая.-N 5.- Алматы, 2009-с.59-67.

О КВАЗИПЕРИОДИЧНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА XIX-XXI ВЕКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Стаховская Р.Ю.¹, Яковлев Ф.Л.¹, Габсатарова И.П.²

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

² *ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Калужская обл., Россия*

В настоящее время для решения задач геолого-геофизического картирования и анализа многих геологических и геодинамических процессов широкое применение получили модели слоисто-блоковой среды. Одним из существенных свойств массивов коры и литосферы в таких моделях является блочность структуры [1]. Существуют также более сложные модели, описывающие взаимные связи деформированных структур разного размера (их иерархические соотношения) и связи кинематических схем возникающих деформаций [2, 3].

В работе [4] проведен анализ особенностей сейсмичности Северного Кавказа, а именно: анализ повторяемости сейсмической активности в данном регионе. Результаты анализа были объяснены с позиций блокового строения земной коры. Авторы рассмотрели распределение эпицентров землетрясений по площади для выбранных зон с учетом разных периодов наблюдений, интервалов магнитуд и энергетической представительности землетрясений и пришли к выводу, что проявление сейсмичности приурочено к определенным зонам. В этой статье рассматривался также вопрос закономерной повторяемости землетрясений в связи с площадью отдельного блока, а именно – дагестанской части Северного Кавказа.

Мы решили вернуться к проблеме блоковой сейсмичности Северного Кавказа и к полученным в статье [4] результатам, еще раз проанализировать ситуацию в данном регионе, используя те же блоки и данные, но применяя более точные и строго прописанные процедуры, и добавить данные за период, прошедший со времени получения первичных результатов (32 года). Цель нашей работы – получить более точные результаты и проверить сохранилась ли или распалась выявленная ранее закономерность в связи с произошедшими за это время крупными землетрясениями (Спитакским и Рачинским).

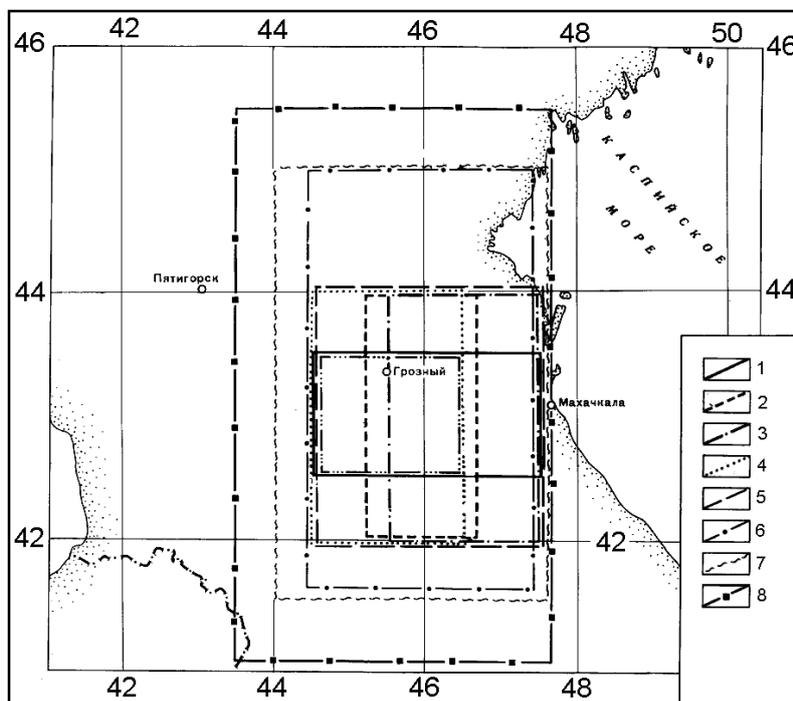


Рис. 1. Карта выбранных полигонов 1-8 дагестанской части Северного Кавказа, по [4]

В первоначальных наблюдениях [4] были сделаны выборки землетрясений из каталога ОМЭ ИФЗ АН СССР для восьми участков прямоугольной формы (полигонов) разного размера с общим центром около г. Грозного (рис. 1). По времени графики охватывали отрезок от 1800 года до 1985 г. Эти выборки были визуализированы в виде графиков «время/магнитуда» (рис. 2). Поверх этих графиков были нанесены линии, состоящие из отрезков протяженностью в 3-10 лет и соединяющие положения сейсмических событий с некоторой максимальной магнитудой, произошедших примерно за это время. В результате на графиках получилась ломаная линия, огибающая сверху поле сейсмических событий и показывающая некоторую «квазипериодичность». «Физический» смысл выявленной ранее закономерности состоит в том, что сейсмические события меньшей магнитуды под огибающей линией могли происходить, а более сильные, выше этой линии, не происходили. Следовательно, самые сильные события не могли происходить в любое время. Кроме того, была также отмечена заметная асимметричность отмеченных «циклов» во времени: уменьшение магнитуды событий от «пикового» до некоторого «фонового» уровня происходило заметно медленнее, чем его быстрое нарастание вновь до максимального. На следующем шаге были измерены отрезки времени от текущего пикового события до следующего такого события для каждого полигона. Было определено, что для некоторых полигонов коэффициент корреляции этих пар значений, «магнитуда – отрезок времени» оказался очень высоким – до 0.96. При дополнительном анализе было обнаружено, что величина корреляции, то есть – яркость проявления указанной закономерности, зависела от площади полигона: она была малой при малой площади, увеличивалась при умеренной и опять уменьшалась при большой. Наибольших значений коэффициент корреляции достигал при размере блока примерно 3×3 градуса.

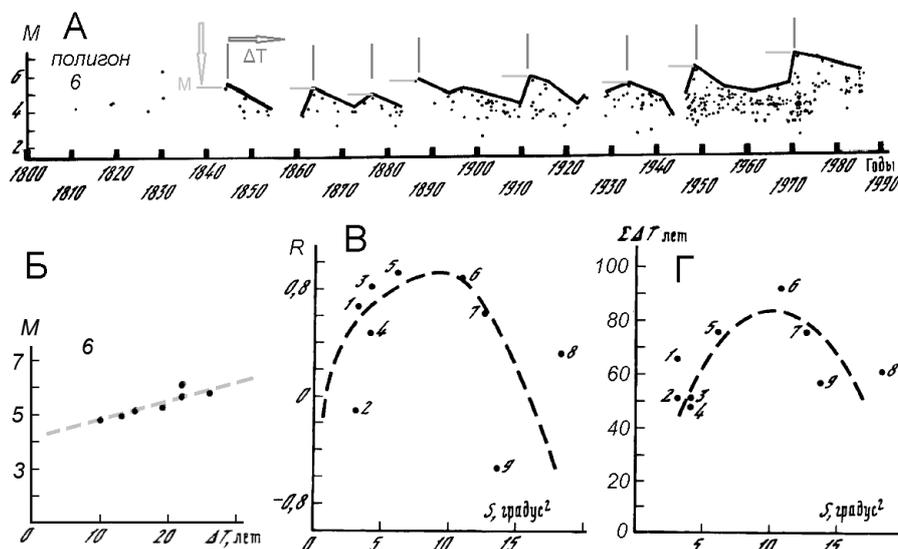


Рис. 2. Определение параметров квазипериодичности в работе [4], с изменениями

А – построение огибающей для полигона 6 и параметры время / магнитуда для пиковых событий; Б – высокая корреляция значений «магнитуда – период» для полигона 6 (очень близко к полигону 5); В – зависимость коэффициента корреляции от площади полигонов; Г – зависимость суммарной длительности квазипериодичности от площади полигонов.

Наиболее слабым местом приведенных выше построений [4] является интуитивный, «авторский» характер построения огибающей линии. В нашей работе для проверки построений мы использовали более точные процедуры, поскольку нам заранее известен сценарий процесса, известен наклон графика снижения уровня сейсмичности со временем, а также уровень фоновой сейсмичности, при достижении которого происходит смена цикла (он определен нами как $M=4.0$ по результатам [4]).

Данное исследование проведено на основе собранных в единый каталог землетрясений Кавказа и организованной Базы Данных «Сильные землетрясения и афтершоковые последовательности Кавказа» [5, 6]. Нами была использована выборка данных из выше описанного каталога, рассматривались те же восемь полигонов, что и в статье [4] (рис. 1) и добавлены данные за период времени 1985-2017 г.

Для подтверждения или опровержения полученных ранее выводов были разработаны процедуры формализованного отбора событий из материала каталога и объединения их в «эпизоды» квазипериодического сейсмического процесса.

Прежде всего, было принято решение, что поскольку исходная «интуитивная» версия сейсмических циклов строилась на огибающей линии, то не следовало включать в анализ подряд все события из каталога, а достаточно иметь по одному наиболее сильному событию за календарный год. Так как наименьший по продолжительности цикл был равен 10 годам, то событий с такой частотой, при их наличии, было достаточно для выявления цикличности. В результате такого отбора был сформирован новый субкаталог значительно меньшего объема.

На следующем шаге были сформированы восемь субкаталогов второго уровня, содержащие события, которые имели место в пространстве тех же восьми «полигонов», что и в первоначальной работе. По свойствам общего каталога количество событий в XIX веке было заметно меньше, чем в XX, но, тем не менее, их оказалось достаточно много для выделения двух – трех «эпизодов» квазипериодичности.

На третьем шаге были построены графики «магнитуда – время», аналогичные по смыслу тем графикам, которые использовались в первоначальной работе (рис. 3).

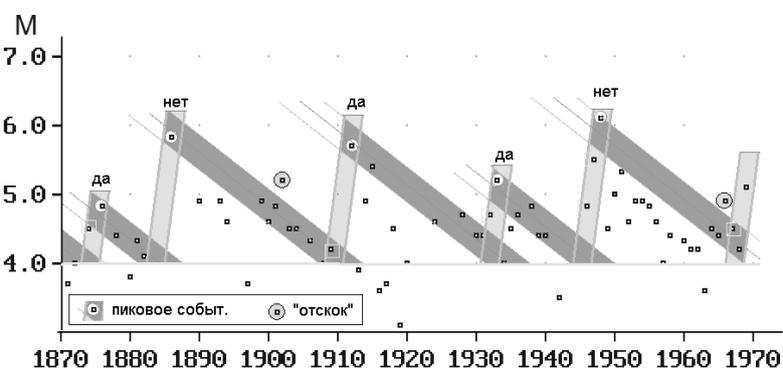


Рис. 3. Выявление квазипериодичности в настоящей работе для части графика «магнитуда / время» для полигона 6. «Да» - положительное решение, «нет» - отрицательное.

Для дальнейшей обработки материала были использованы результаты первоначальной работы [4] – была принята гипотеза, что в проявлении сейсмичности существует строгое соответствие определенному графику уменьшения магнитуды событий от времени. Для определения наклона такого графика был использован случай полигона номер 5 (рис. 2), имеющего наилучший коэффициент корреляции. Идея состояла в том, чтобы отобрать в субкаталог третьего уровня те события, которые лежат на линии этого «суперафтершокового» наклона, или находятся близко к этой линии. При этом, имея в виду, что природа вряд ли будет очень строго следовать такой закономерности, рядом с линией уменьшения магнитуды были проведены две дополнительные линии, сформировавшие коридор с размахом в 0.5 по оси магнитуд. Эта линия с коридором вокруг нее (рис. 3) накладывалась на график «магнитуда – время» и совмещалась с «пиковым» событием таким образом, чтобы в коридор соответствующего «эпизода» попало возможно большее число событий, и чтобы при этом, по возможности, не было отскоков – событий с магнитудой выше этого коридора. Длительность «эпизода» устанавливалась от пикового события до точки пересечения этой линии с уровнем фоновой сейсмичности. Затем в еще один субкаталог вручную отбирались события, которые попали в коридор, а также те, что находились выше коридора. Для каждого выделенного эпизода принималось положительное

или отрицательное решение в отношении полного совпадения или несовпадения наблюдений с принятой гипотезой. Если в конкретном эпизоде событий выше коридора не было, решение было положительным, если обнаруживались отскоки (наличие событий выше коридора), решение выносилось отрицательное (рис. 3). В последнем субкаталоге вводился новый параметр: для каждого эпизода назначался «ноль» шкалы времени (год конца «эпизода»), при котором линия уменьшения магнитуды упиралась в линию фонового значения ($M=4.0$). В соответствии с этим для более ранних событий в эпизоде вычислялось время, оставшееся до конца эпизода. Совокупность пар значений «магнитуда – время» в этих субкаталогах по физическому смыслу была аналогична графику «магнитуда – время» (рис. 2, рис. 3), по которому была выделена квазипериодичность [4].

Получить информацию об оптимальном размере полигона, используя значения коэффициента корреляции (под коэффициентом корреляции R здесь понимается зависимость значения магнитуды событий внутри заданного нами коридора от времени при ее снижении от пикового до фонового значения) по аналогии с полученным ранее результатом [4] не получится. Это связано с тем, что с самого начала, при отборе материала уже был задан наклон коридора значений, что обусловило появление только сильных корреляций по параметрам «магнитуда – время до конца эпизода» для всех полигонов (R менялся от 0.87 до 0.98). Однако параметр «общая длительность эпизодов» показывает заметные отличия в зависимости от площади полигонов. В таблице 1 представлена полученная в результате общая длительность корректных эпизодов для разных полигонов и связь общей длительности корректных циклов с площадью полигонов.

Таблица 1. Суммарное время «положительных» эпизодов и площадь полигонов

№ полигона	Суммарное кол. лет	Площадь в градусах
1	77	5.7
2	63	4.52
3	80	5.8
4	63	4.294
5	83	6.912
6	82	8.14
7	62	11.47
8	53	15.96

Из таблицы мы видим, что наибольшая суммарная длительность выявленных эпизодов квазипериодичности наблюдается для полигонов 5 и 6, что подтверждает вывод о наиболее оптимальном размере блока (3×3 градуса), имеющего лучшее проявление квазипериодичности (рис. 4).

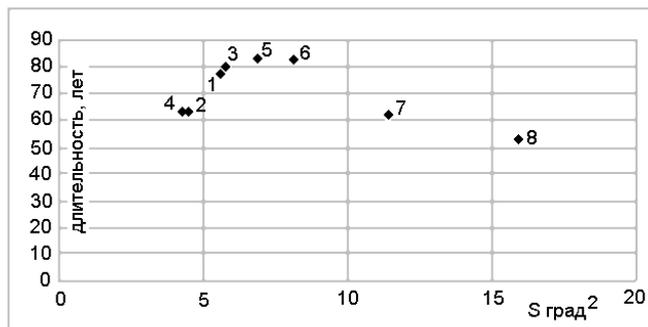


Рис. 4. Определение лучшего случая квазипериодичности по суммарной длительности только положительных решений. Цифры у точек обозначают номера полигонов

Таким образом, используя данные проведенного формализованного анализа, нам удалось подтвердить полученный в статье [4] результат, утверждающий, что оптимальным размером полигона, при котором квазипериодичность проявляется наиболее чисто, является размер примерно 3×3 градуса.

Последние два цикла из полученных нами, 1970-2005 и 2008-2016, не являются вполне явными с представленных выше позиций. Спитакское землетрясение в этих циклах никак себя не проявило. Рачинское землетрясение проявилось на графиках «магнитуда/время» после 1990 года в виде существенных отскоков (от двух до четырех) от линии квазипериодичности (отскоков нет только на полигоне 2). Это связано с тем, что часть ареала афтершоков Рачинского землетрясения 1991 года попадает на площадь нескольких полигонов, а главный эпицентр Рачинского землетрясения входит в площадь полигона 8. По этой причине период квазипериодичности 1970-2005 был забракован в 7 полигонах. Однако при исключении отскоков снижение сейсмичности на всех графиках выглядит вполне обычным. Пиковое событие 2008 года последнего периода оказалось довольно сильным, поэтому пока последующие события почти не входят в «коридор» проявившейся закономерности. Последний период теоретически завершится (придет к «фоновым» значениям) примерно в 2030 году, после чего можно будет оценить его качество.

Описанный нами сценарий подготовки землетрясения может рассматриваться как один из немногих примеров среднесрочного прогноза землетрясений: в рамках определенного блока с некоторой вероятностью мы можем ожидать возникновения событий не выше известного уровня для каждого момента времени. Важно также заметить, что полученные нами циклы представляют собой квазиафтершоковый процесс: сначала система выводится из равновесия, затем следует короткий период нарастания активности, далее возникает крупное событие, магнитуду которого заранее определить нельзя (оно случайно), и затем в течение длительного времени система приспособливается к новым условиям, приходит в равновесие.

Выводы:

1. Подтвердилось наличие циклов пиковых событий с определенным графиком наклона снижения магнитуды со временем.
2. Уточнена фоновая сейсмичность для данного региона, равная $M=4.0$.
3. Крупнейшее на Кавказе за последние столетия Рачинское землетрясение, как «экзотическое» событие, заметно исказило вторую половину предпоследнего цикла на обсуждаемых полигонах, хотя сам цикл, в принципе, здесь сохранился.

Литература

- 1 Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- 2 Гончаров М.А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: сочетание фиксизма и мобилизма // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1997. Т.72. вып. 6. С. 13-21.
- 3 Хаин В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3-24.
- 4 Захарова А.И., Старовойт О.Е., Яковлев Ф.Л. Блоковая сейсмичность Северного Кавказа. Дискретные свойства геофизической среды / Под ред. М. А. Садовского. М.: Наука. 1987. С. 137-148.
- 5 Габсатарова И.П., Борисов П.А. Современный сводный каталог землетрясений Кавказа: проблемы создания и пути совершенствования. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы XII Международной сейсмологической школы / Под ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2017. С. 105–109.
- 6 Габсатарова И.П., Борисов П.А. Сильные землетрясения и афтершоковые последовательности Кавказа. Свидетельство о государственной регистрации в Реестре баз данных №2018620251 от 12 февраля 2018 г.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ СЕВЕРНАЯ БАХА (МЕКСИКА, 2010, $M=7.2$) В ЕГО ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Стаховский И.Р.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Введение. Исследования последних лет показывают, что временные изменения сейсмических структур (т.е. пространственных распределений эпицентров слабой сейсмичности и сейсмической энергии) тесно связаны с физико-химическими процессами в литосфере, приводящими к появлению сильных землетрясений. Обзоры проблемы приведены в работах [1, 2]. Интерпретация этих изменений обычно проводится с позиций теории неравновесных процессов [3]. Учитывая самоподобие сейсмических структур, изменения пространственных распределений эпицентров слабой сейсмичности и сейсмической энергии исследуются с помощью аппарата теории мультифрактальных мер [2].

Ниже описаны изменения сейсмических структур во времени в эпицентральной области землетрясения Северная Баха (Northern Baja, испанское название - Sierra El Mayor Cucarahn). Это землетрясение произошло 04.04.2010 г. на севере мексиканского штата Баха Калифорния (Baja California), граничащего с США. Его магнитуда составила $M = 7.2$, координаты эпицентра - 32.28° N , 115.29° W , глубина гипоцентра $H = 10$ км. В результате землетрясения дневная поверхность оказалась вспорота на протяжении 75 км. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, затихшими к осени 2010 г. [4].

В данной работе впервые удалось проследить изменения сейсмических структур как до, так и после главного толчка сильного землетрясения в его эпицентральной области. Показано, что перед главным толчком наблюдался эффект расширения $f(a)$ -спектров как сейсмического, так и сейсмозонергетического полей, тогда как установившийся сейсмический режим после главного толчка и затухания афтершоков характеризовался стационарностью $f(a)$ -спектров и выполнением обобщенного скейлингового закона, сформулированного ранее в работах [5,6].

Методика расчетов. Для численных расчетов использовалась информация о магнитудах и координатах эпицентров событий, содержащаяся в Южно-Калифорнийском сейсмологическом каталоге (каталоге SCEDC - Southern California Earthquake Data Center) за 2002-2018 гг. Расчеты проводились с сейсмическими данными в рамках полигона размером 80×80 км, центр которого совпадал с эпицентром землетрясения Северная Баха (далее - СБ). По сейсмической информации Южно-Калифорнийского каталога были сформированы три выборки данных, относящихся к этому полигону. Первая выборка включала события, произошедшие за период с февраля 2002 г. по декабрь 2007 г. Вторая выборка включала события с января 2008 г. до момента главного толчка землетрясения СБ (04.04.2010), при этом само землетрясение СБ в выборку не входило. Обе выборки содержали по 1305 событий в магнитудном диапазоне $2.0 \leq M \leq 5.4$, глубины гипоцентров $H < 20$ км. Третья выборка включала события с января 2011 г. (после затухания афтершоков) по конец декабря 2018 г. (1696 событий, $2.0 \leq M \leq 5.09$, $H < 20$ км).

Первая выборка данных соответствовала периоду времени, когда сейсмический процесс находился в установившемся режиме. Вторая выборка соответствовала периоду времени, когда сейсмический процесс находился в переходном режиме, закончившемся главным толчком землетрясения СБ. Третья выборка соответствовала периоду времени, когда сейсмический процесс после затухания серии афтершоков перешел во вновь установившийся режим.

Для целей мультифрактального анализа данных каталога территория полигона покрывалась ренормируемой масштабной сеткой квадратных непересекающихся боксов. Пространственные распределения эпицентров землетрясений и сейсмической энергии

моделировались мерами P^S и P^E , где верхний индекс S соответствует сейсмическому полю (распределению эпицентров), а E – сейсмоэнергетическому полю (распределению сейсмической энергии). Содержание этих мер в i -тых боксах масштабной сетки оценивалось с помощью нормировки:

$$p_i^S = N_i/N_0, \quad p_i^E = E_i/E_0, \quad (1)$$

где N_i – число событий в i -том боксе, N_0 – общее число событий в выборке, E_i – общая величина сейсмической энергии в i -том боксе, E_0 – общая величина сейсмической энергии всех событий в выборке, i – порядковый индекс боксов. При пересчете магнитуд в энергии использовалась формула Бата $\lg E = 5.24 + 1.44M$, где E – сейсмическая энергия (Дж), M – магнитуда по поверхностным волнам.

Кумулянт-генерирующая функция $\tau(q)$ определялась с помощью последовательного многократного ренормирования масштабной сетки:

$$\tau(q) = \lim_{r \rightarrow 0} \{ \ln [\sum_{i=1}^N p_i^q(r)] / \ln(1/r) \}, \quad (2)$$

где r – размер бокса сетки (масштаб), N – общее число непустых боксов сетки, q – порядок момента меры.

С помощью численного преобразования Лежандра кумулянт-генерирующей функции (2) осуществлялся переход к переменным a и $f(a)$:

$$a = -d\tau(q)/dq, \quad f(a) = aq + \tau(q), \quad (3)$$

где $f(a)$ – спектр сингулярностей, a – индекс сингулярности:

$$a_i = \lim_{r \rightarrow 0} (\ln p_i / \ln r). \quad (4)$$

Результаты анализа каталога. Изменения сейсмических структур, происходившие перед землетрясением СБ, могут быть выявлены путем сравнения параметров модельных полей (мер P^S и P^E), построенных по первой и второй выборкам данных. Спектры сингулярностей сейсмических и сейсмоэнергетических полей, вычисленные в диапазоне $-30 \leq q \leq 30$ с шагом $\Delta q = 0.15$ по данным обеих выборок, представлены на рис. 1.

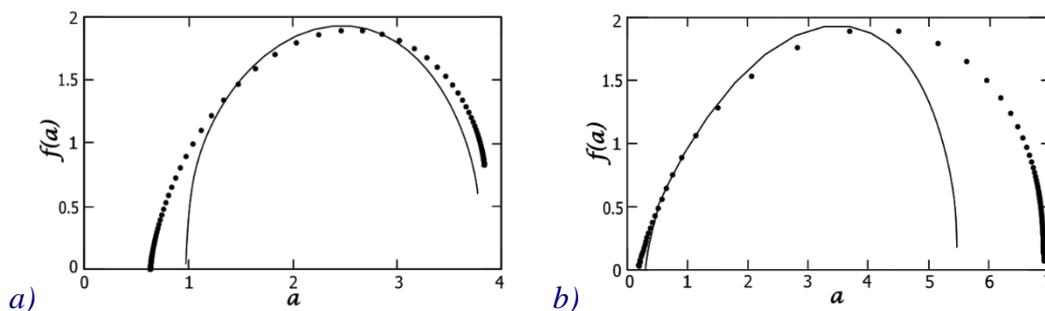


Рис. 1. Спектры сингулярностей мультифрактальных мер:

a) – P^S и b) – P^E . Сплошные линии – $f(a)$ -спектры, построенные по первой выборке данных, точки – $f(a)$ -спектры, построенные по второй выборке данных.

Как видно на рис. 1, $f(a)$ -спектры, соответствующие первой выборке (сплошные линии), т.е. относящиеся к периоду времени 2002-2007 гг., когда сейсмический процесс находился в установившемся режиме, обладают существенно более узкими диапазонами

индексов сингулярности, чем $f(a)$ -спектры, соответствующие второй выборке (точки), т.е. относящиеся к периоду времени 2008-2010 гг., когда сейсмический процесс находился в режиме непосредственной подготовки землетрясения СБ (переходном режиме).

Закономерность такого характера изменений сейсмического скейлинга перед сильными землетрясениями может быть обоснована с позиций теории неравновесных процессов [3]. Теория утверждает, что при переходе физико-химической системы из слабо неравновесного в сильно неравновесное состояние свойства системы начинают определяться флуктуациями (а не средними значениями параметров системы как, например, в стадии линейной упругости). В случае с сейсмичностью флуктуации сейсмической активности, т.е. кратковременные локальные всплески и локальные затухания активности не могут быть выделены в структуре поля из-за высокой перемежаемости, присущей пространственным распределениям сейсмических событий, однако в кумулятивной форме они проявляются в структуре модельных полей и обнаруживаются в виде эффекта расширения $f(a)$ -спектров сейсмических и сейсмоэнергетических полей.

Иными словами, выявленные изменения сейсмического скейлинга прямо связаны с переходом сейсмогенерирующей системы из слабо неравновесного в сильно неравновесное состояние, т.е. с процессом подготовки сильного землетрясения. Отметим также, что эффект определяется поведением высших моментов мультифрактальных мер P^S и P^E , моделирующих пространственные распределения сейсмических эпицентров и сейсмической энергии, тогда как монофрактальные размерности сейсмических распределений фактически нечувствительны к процессу подготовки сильного землетрясения.

Последовавший за землетрясением СБ всплеск афтершоков затих осенью 2010 г. [4], после чего сейсмический процесс в границах выбранного полигона продолжился в спокойном установившемся режиме. Для такого режима характерно выполнение обобщенных скейлинговых соотношений (обобщенного скейлингового закона [5,6]):

$$a_i^E = \omega a_i^S + const, \quad f(a_i^E) = f(a_i^S) \quad (5)$$

где a_i^E – индексы сингулярности сейсмоэнергетического поля, a_i^S – индексы сингулярности сейсмического поля, ω – наклон графика повторяемости, построенного в энергетической форме (в энергиях, а не магнитудах), $const$ – эмпирическая константа, $f(a_i^E)$ – спектр сингулярностей сейсмоэнергетического поля, $f(a_i^S)$ – спектр сингулярностей сейсмического поля.

Соотношения (5) связывают все известные сегодня формы сейсмического скейлинга (кроме временного). Частным случаем этих соотношений (не учитывающим скейлинги пространственных распределений, а учитывающим только скейлинг повторяемости землетрясений) является закон Гутенберга-Рихтера. Выполнимость соотношений (5) может быть проверена разными методами. Исчерпывающая процедура проверки соотношений (5) достаточна громоздка, она детально описана в работе [6]. Здесь же ограничимся рассмотрением только конечного результата. Так, на рис. 2 представлены $f(a)$ -спектры сейсмического (точки) и сейсмоэнергетического (сплошные линии) полей, построенных для третьей выборки данных. Уравнения (5) имеют ясный геометрический смысл: с помощью аффинных преобразований растяжения и сдвига один $f(a)$ -спектр (рис. 2а) может быть преобразован в другой. Для подбора параметров растяжения ω и сдвига $const$ в данном случае использовалась специальная компьютерная процедура, минимизирующая невязки между вычисляемыми точками-спектров.

На рис. 2б показан $f(a)$ -спектр сейсмоэнергетического поля (сплошная линия) и $f(a)$ -спектр сейсмического поля (точки), преобразованный в соответствии с соотношениями (5), т.е. подвергнутый преобразованиям растяжения и сдвига с параметром растяжения $\omega = 1.540\dots$ и параметром сдвига $const = -0.705\dots$. Спектры на рис. 2б чрезвычайно близки в окрестностях экстремумов и в своих левых ветвях. Нижние участки правых ветвей $f(a)$ -

спектров расходятся, однако это область максимального искажения формы ветвей, вызванного нехваткой данных, т.е. расхождение ветвей спектров в этой области физически бессодержательно (обусловлено лишь ограниченной чувствительностью сейсмической сети, а не физикой процесса). Результат совмещения $f(a)$ -спектров на рис. 2b показывает, что с учетом погрешностей исходных данных скейлинговые соотношения (5) в статистически представительном диапазоне значений индексов сингулярности выполняются достаточно хорошо. Параметр растяжения ω по абсолютной величине равен наклону графика повторяемости в энергетической форме [6], т.е. процедура подбора ω (рис. 2b) позволяет определить наклон графика повторяемости без построения самого графика повторяемости (с помощью анализа исключительно пространственных распределений сейсмичности).

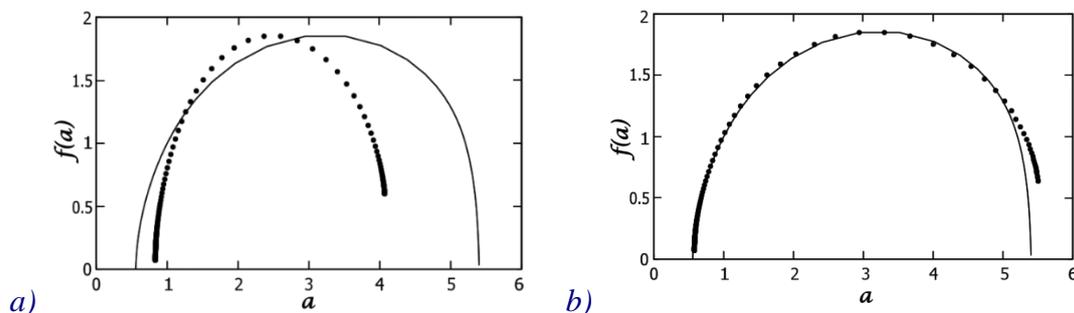


Рис. 2. а) Спектры сингулярностей сейсмического поля P^S (точки) и сейсмоэнергетического поля P^E (сплошная линия) для третьей выборки. б) Результат наложения спектра сингулярностей сейсмического поля (точки) после преобразования растяжения и сдвига на спектр сингулярностей сейсмоэнергетического поля (сплошная линия).

Обсуждение результатов и выводы. Результаты данной работы позволяют говорить, что методы скейлингового анализа сейсмических структур чувствительны к процессу перехода сейсмогенерирующей системы из слабо неравновесного состояния в сильно неравновесное или, что то же самое, к процессу перехода системы из установившегося режима (в котором система может находиться неопределенно долго) в переходный режим (заканчивающийся главным толчком сильного землетрясения). Результаты скейлингового анализа сейсмических данных для двух этих режимов принципиально различны.

В установившемся режиме происходящие в системе многочисленные, но мелкомасштабные события не разрушают глобальной целостности системы, не меняют на контуре граничных условий, определяющих эволюцию системы, и не приводят к изменениям ее динамики. Рост флуктуаций сейсмической активности не наблюдается. Сейсмический процесс в установившемся режиме удовлетворяет обобщенному скейлинговому закону (учитывающему характер пространственных распределений сейсмичности) и его частному случаю - закону Гутенберга-Рихтера (не учитывающему характер пространственных распределений сейсмичности). Спектры сингулярностей сейсмического и сейсмоэнергетического полей не подвержены изменениям во времени или эти изменения крайне медленны и невелики (существующие ряды наблюдений пока слишком коротки для более точных заключений). Иными словами, в установившемся режиме признаки процесса подготовки сильного землетрясения в сейсмических данных не проявляются. Таким образом, выполняемость обобщенного скейлингового закона можно рассматривать как индикатор пребывания сейсмогенерирующей системы в слабо неравновесном состоянии и протекания сейсмического процесса в установившемся режиме, т.е. как индикатор отсутствия в системе процесса подготовки сильного землетрясения.

В переходном режиме вся рассматриваемая система охвачена единым процессом подготовки события, которое в дальнейшем приведет к разрушению системы, т.е. процессом

подготовки сильного землетрясения. Состояние системы становится сильно неравновесным. При переходе сейсмогенерирующей системы в сильно неравновесное состояние свойства сейсмического процесса начинают определяться неограниченным ростом флуктуаций сейсмической активности (само сильное землетрясение можно интерпретировать как "бесконечную" флуктуацию, приводящую к разрушению системы). В переходном режиме обобщенный скейлинговый закон и закон Гутенберга-Рихтера по сути перестают выполняться, т.к. во флуктуационном процессе статистические характеристики глобального и локального скейлингов сейсмичности перестают быть стационарными. Рост флуктуаций сейсмической активности (кратковременные всплески и затухания активности в отдельных точках сейсмического поля) в кумулятивной форме проявляется в виде эффекта расширения $f(a)$ -спектров сейсмического и сейсмоэнергетического полей. Соответственно, невыполнимость обобщенного скейлингового закона и расширение $f(a)$ -спектров сейсмических и сейсмоэнергетических полей можно интерпретировать как индикаторы пребывания системы в сильно неравновесном состоянии и протекания сейсмического процесса в переходном режиме, т.е. как индикаторы развития в системе процесса подготовки сильного землетрясения.

Таким образом, изменения сейсмических структур оказываются напрямую связаны с изменениями состояния сейсмогенерирующей системы (что и предсказывает теория неравновесных процессов). По всей видимости, при условии доступа к сейсмическим данным в реальном времени методы скейлингового анализа (применяемые сегодня к исследованию каталогов) можно рассматривать как методы мониторинга текущего состояния сейсмогенерирующей среды.

Литература

- 1 Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality // Phys. Earth Planet. Inter. 1999. V. 111. № 3-4. P. 275-293.
- 2 Стаховский И.Р. Масштабная инвариантность коровой сейсмичности и прогностические признаки землетрясений // Успехи физических наук. 2017. Т. 187. № 5. С. 505-524.
- 3 Пригожин И.Р. От существующего к возникающему. М.: Едиториал УРСС. 2002. 288 С.
- 4 Hauksson E., Stock J., Hutton K., Yang W., Vidal-Villegas J.A., Kanamori H. The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake Sequence, Baja California, Mexico and Southernmost California, USA: Active Seismotectonics along the Mexican Pacific Margin // Pure and Applied Geophysics. 2011. V. 168. P. 1255-1277.
- 5 Стаховский И.Р. Согласование скейлингов сейсмического и сейсмоэнергетического полей земной коры // Физика Земли. 2004. № 11. С. 38-47.
- 6 Стаховский И.Р. Структурная модель взаимосвязи сейсмических скейлингов и обобщенный скейлинговый закон сейсмичности // Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2019. Т. 109. № 11-12. С. 852-857.

УДК 550.834.01+550.834.08+556.3

ВОЛНОВОДНЫЙ МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ АНОМАЛЬНО ЗАРЯЖЕННЫХ ЧАСТИЦ, СВЯЗАННЫХ С ЗЕМЛЯТРЕСНИЕМ

Турсунметов Р.А.¹, Максудов А.У.², Раджабов С.А.²

¹ ГП «Институт ГИДРОИНГЕО» г.Ташкент, Узбекистан

² ФТИ НПО «Физика-Солнце» АН РУз. г.Ташкент, Узбекистан

Во всем мире прилагаются громадные усилия для решения проблемы прогноза землетрясений, но тем не менее, мы часто оказываемся бессильны перед неожиданным натиском земной стихии. Методы регистрации предвестников землетрясения меняются в

Следовательно, регистрации амплитуд заряженных частиц с интегрированной комплексной аппаратурой повышает вероятность обнаружения полезных сигналов, связанных с сейсмическими событиями. Отметим что, землетрясения, приводящие к разрушению, происходит в основном на большой глубине. В зоне очага активизации землетрясений формируются энерголокализирующие структуры, где происходит накопление энергии различной природы. В возникновение очага активизации землетрясений основную роль играет энергия радиоактивного распада. В этой же зоне происходит скопление радиоактивных элементов, отличающихся значительной энергий, создающие различные поля. В целом совокупные воздействия этих полей в пределах энергетических миграционных каналов формируются как резонаторы, усиливающие распространение. Важно отметить, что заряженные частицы, вызванные перед землетрясением, благодаря волноводной переносимости их распространения в земной коре и атмосфере, могут регистрироваться, на значительных расстояниях от места сейсмических событий.

Активизация развития очага землетрясения приводится движениями колебательно-импульсивного характера, способствующими переносу тепловых, радиоактивных, упругих энергий в энергоактивные структуры транзитного характера. В целом развитие очага активизации землетрясения можно рассматривать в рамках тектоники плит. Согласно этой модели, земная кора состоит из геосфер, которые, в свою очередь, аппроксимируются блоково-зональной слоистой средой. При этом, межблоковое пространство, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, отличаются ослабленностью, следовательно, и характеризуется подвижностью. Указанные пространства служат в качестве каналов масса-энерго- переноса. Другой отличительной чертой этих зон является то, что эти каналы сопровождаются касательными напряжения, где рожденные заряженные частицы начинают распространяться по этим каналам. Подобное явление можно объяснить в рамках синергетической системы, которая предусматривает самоорганизацию заряженных частиц в процессе распространения из глубины к поверхности земли. Синергетическая система упорядочивания процессов реализуется на различных физико-геологических моделях иерархического характера. В зоне очага активизации векторы касательных напряжений имеют сложную структуру, тогда как по другим межпространственным каналам векторы указанных напряжений отличаются параллельностью. В очаге активизации векторы напряжения отличаются слабоумеренностью и способствуют накоплению энергии, и распространением, и накоплением. Подобное расположение приводит к распространению упругой энергии горизонтального и вертикального направления. С другой стороны, распространение упругой энергии может проявляться в виде поверхностных волн, особенно в горизонтальном направлении. Они распространяются по всему земному шару и их можно рассматривать в рамках эффекта кругосветного сейсмического эха. Распространение упругой энергии по земной коре происходит так же в вертикальном направлении к поверхности земли. В этом случае происходит сближение векторов касательных напряжений, при активизации очага землетрясения. Данный процесс развивает деформацию сжатия, усиливающий выдавливание газовой и жидкой среды, тем самым обеспечивает рождению и распространению заряженных частиц. Последние рассматриваются как энерго-миграционные каналы. Эти структуры в большой степени приурочиваются к глубинным разломам, сейсмогенным зонам и неотектоническим нарушениям, глубинного нарушения. Отличительной чертой указанных структур является то, что в них проявляются современные движения земной коры, которые способствуют переносу энергий различной природы. Пространственное положение очага активизации и энергоактивных структур можно рассматривать в рамках тектоники плит. Сейсмогенные зоны, где происходят землетрясения, характеризуются относительно низкими значениями касательных напряжения. Как правило, указанные зоны могут развиваться между двух блоков, характеризующиеся инверсией плотностных и физических свойств пород. И указанные структуры, как было отмечено, в большей степени тяготеют к межблоковому пространству. Очаг активизации находится в

напряженном деформированном состоянии. Происходит постепенное накопление энергий, особенно упругой энергии, которая распространяется по энерго-миграционным каналам.

Энерго-миграционные каналы ведут себя как открытые диссипативные структуры, где в полной мере происходит непрерывный обмен энергий с полями внешнего характера. С другой стороны, эта среда находится в неравновесном состоянии, благодаря нелинейным и необратимым процессам, развивающимся в энергоактивной среде с развивающимся сейсмических процессов. Указанные процессы проявляются в вещественном преобразовании пород при трансформации и энергопереносе под действием радиоактивных излучений. В основном в качестве энерго-миграционных каналов служат поровые пространства пород и трещин. Во многих случаях при развитии деформации сжатия наблюдается избыток положительных электрических зарядов, тогда как при развитии деформации растяжения – избыток отрицательных электрических зарядов. В поровом пространстве образуются ионы и электроны, которые в свою очередь играют существенную роль при диффузионных процессах в накоплении масс энергий для переноса. Кроме того, при прохождении поровых пространств заряженными частицами, не последнюю роль играет влажность, которая оказывает влияние на их интенсивность. В частности, интенсивность происходящего влажного радона уменьшается за счет эффекта торможения на полураспад [5]. В дальнейшем наличие упругих колебаний так же приводит к понижению интенсивности радиоактивных излучений. С другой стороны, за счет действия нейтронных излучений, которые имеют повсеместное распространения в земной коре, происходит деление радиоактивных элементов, приводя изотопному составу, которые рождают заряженные частицы в реакциях с ядрами атомов земного вещества [6], что объясняет наблюдаемые превращения элементов под действием радиоактивных излучений различного типа. В результате чего образуются изотопы, которые активно преобразуют во взаимодействиях атомами земной коры, для генерации заряженных частиц. Наибольший интерес представляет радиолит, происходящий в жидкой среде, где под действием указанного эффекта наблюдаем выделение гидратированных электронов и водородов, т.е. протонов. Это явление можно рассматривать как эффект трансформации энергии в результате чего под действием радиоактивного излучения образуется электрические поля. В связи с этим рассмотрим, что в земной коре присутствуют физические поля планетарного масштаба, к ним можно отнести гравитационное и магнитное поле, электрические поля, напряженное гидродинамическое поле. Эти поля в большой степени имеют направленный характер, а именно поля способствующие миграции заряженных частиц в вертикальном направлении. Интенсивность их повышается в период подготовки к землетрясению. С другой стороны, при переносе заряженных частиц особое внимание занимают диффузионные процессы, происходящие в поровом пространстве. Исходя из природы диффузионных процессов, миграция заряженных частиц весьма незначительна. Отмечено, что под действием внешних полей в ионизационной среде могут происходить ударная ионизация, обеспечивающая заметные миграции заряженных частиц. В целом энергетические миграционные каналы можно рассматривать как каналы из цепи сосредоточенных источников. При этом цепь сосредоточенных источников представляет собой диффузионную ячейку заряженных частиц. В этом аспекте в переносе заряженных частиц главную роль играет соударение между частицами, в результате чего образуются различные взаимодействия и реакции, способствующие распространению заряженных частиц на значительное расстояние. На фоне действия направленного характера полей, возбуждение энерго-миграционных каналов приводит к переносу заряженных частиц на значительное расстояние. Как уже отметили, заряженные частицы находятся в подвижном состоянии и могут перемещаться за счет кинетической энергии. Все процессы развития энергоактивных структур происходит в напряженном деформированном состоянии. Активизация очага землетрясения сопровождается уплотнением энергетических миграционных каналов, под действием повышенной интенсивности напряженного состояния геологической среды. Процесс уплотнения среды обуславливает повышенные значения поля силы гравитации. При этом вектор

гравитационного поля направлен вверх. Кроме того, активизация очага, также сопровождается трещинообразованием, где наблюдается так называемый дефект структуры, в котором развиваются радикалы. Присутствие последнего обуславливает повышение геомагнитного поля. Это явление благоприятствует движению жидких фаз в вертикальном направлении. Вектор напряженности магнитного поля также направлен вверх. И подобное обстоятельство способствует движению заряженных частиц вдоль силовых линий магнитного поля. Наряду с вышеописанными силовыми полями на миграцию заряженных частиц оказывают влияние поведение касательных напряжений разнонаправленного характера. В целом, эти касательные напряжения действуют, как направляющие системы сил, способствующие миграции заряженных частиц к поверхности Земли. Отметим, что деформация сжатия и растяжения за счет касательных напряжений носят циклический характер. Следовательно, наблюдается перенос заряженных частиц в вертикальном направлении. При этом благодаря развитию направляющих систем сил, поступательный характер движения частиц преобладает над возвратным движением частиц [7]. При циклических движениях земной коры в энергетических миграционных каналах движения заряженных частиц носит поступательно возвратный характер. Тем самым обеспечивается миграция заряженных частиц в разных уровнях миграционных каналов. С другой стороны, сближение касательных напряжений могут привести к вращению частиц, тем самым способствуя повышению подвижности диффузионных ячеек. С усилением деформации сжатия наблюдается событий развития активизации сейсмических процессов.

Как уже отметили, под действием радиоактивных излучений испускаются протоны и электроны, которые создают градиент электрического поля. Отличительной чертой это то, что за счет вращения частиц происходит скопление заряженных частиц и полезных компонентов [8]. Эти заряженные частицы мигрируют благодаря функционированию мощных энергетических каналов, которые развиваются над сейсмогенной зоной. В указанных каналах действует беспрепятственный солитоновый перенос заряженных частиц, за счет действия геомагнитных, геотермических, гидродинамических полей планетарного масштаба. Тем и связаны пространственно-временная вариация квантового излучения, потоки нейтронов и заряженных частиц, рождающих местных первичных аномальных электрических и магнитных полей в земной коре и должно быть они связаны с возрастанием доли протонной компоненты из Земли. Следовательно, положительно заряженные частицы, движущиеся из глубины, стремятся к поверхности.

Гидродинамическое поле земли оказывает давление на жидкую фазу энергоактивных структур [8]. В результате чего мы наблюдаем повышение поровых давлений в энергетических миграционных каналах. Описанные силовые поля направлены вверх, и они носят благоприятствующий характер. Однако воздействие упругих колебаний в рамках направляющих силовых полей существенно улучшает миграционные способности каналов, и, как уже отметили, происходит цепная передача энергии диффузионных ячеек. В результате чего эти явления можно рассматривать в рамках самоорганизующих процессов и конечным результатом является образование ударных ионизаций, обеспечивающее миграцию заряженных частиц. В целом энерго-миграционные каналы из неравновесного состояния переходят в равновесное, которое характеризуется устойчивостью миграции заряженных частиц. В целом описанный механизм миграции заряженных частиц является основой геосолитонного переноса заряженных частиц. В полной мере миграция заряженных частиц осуществляется за счет циклических взаимовлияний направляющих систем силовых полей и упругих взаимодействий вызванные как за счет очага активизации, так и глубокофокусных сильных землетрясений. В целом совокупные воздействия этих полей в пределах энергетических миграционных каналов формируются резонаторы, передающие заряженные частицы к поверхности земли. При этом около поверхности земли действует энергетический активный слой, где происходит скопление заряженных частиц с одной стороны, а с другой стороны этот слой служит в качестве функции передачи из Земли к атмосфере. Так как поверхность Земли заряжена отрицательно, то заряженные частицы,

мигрирующие из глубин, скапливаются не только внутри земли, но и в приземной части поверхности земли. Здесь в основном накапливаются тепловые и холодные нейтроны, у которых очень низкие энергии, и впоследствии во взаимодействии с ядрами легких атомов поглощаются. В атмосфере присутствуют электрические и магнитные поля. В целом в атмосфере, особенно электрическое поле, можно рассматривать в рамках деформированной среды. С другой стороны, распределение их в пространстве можно рассматривать в рамках тензорного поля. Таким образом, любое изменение поля проявляется в других точках распространения электрического поля. Электрическое поле всегда перпендикулярно направлено в крест простирания силовых линий геомагнитного поля. Значит, концентрация и расконцентрация силовых линий геомагнитного поля приводит к изменению силовых линий деформирования и, наконец, изменению электрического поля. Указанные поля служат несущим полем заряженных частиц, которое обеспечивают и являются входными каналами и в земную поверхность. В результате чего мы наблюдаем изменение этих полей на значительных расстояниях от очага землетрясения, переносящие предвестников заряженных частиц на значительные расстояния от очага землетрясения. Значит, силовые линии магнитного поля могут выступать в качестве направляющей системы волновода, следовательно, переносящие и энергии, и вещества на большие расстояния. Подготовка предстоящего землетрясения чем глубже, тем и на больших расстояниях можно регистрировать зараженных частиц, охватывая большие площади относительно эпицентра землетрясения.

Результаты выполненных исследований сводятся к следующему:

- В работе сформулирована волноводная модель распространения заряженных частиц, охватывающая земную кору и атмосферу. Благодаря эффекту кругосветного сейсмического эха вдоль земной коры по вертикальным энергетическим миграционным каналам переносятся заряженные частицы к поверхности земли. И в атмосфере они находятся во взаимодействии, в результате чего наблюдаем образование аномально заряженных частиц;

- Сформулирован энергетический миграционный канал, состоящий из цепи сосредоточенных источников, основанный на диффузионном принципе;

- Сформулирован геосолитоновый перенос заряженных частиц, который основан на совместных действиях деформационных процессов и физических полей планетарного масштаба направленного характера.

Задачей дальнейших исследований является комплексирование результатов регистрации заряженных частиц с другими предвестниками землетрясений.

Литература

- 1 А. И. Абрамов, Ю. А. Казанский, Е. С. Матусевич. Основы экспериментальных методов ядерной физики. М. Атомиздат, 1970.
- 2 Р.А. Турсунметов, Б.А. Абдуллаев. Возможности радиогеохимического метода при поисках уранового месторождений гидrogenного типа.//Разведка и охрана недр.//2013. №8, с.78-82.
- 3 Asatulla U. Maksudov & Mars A. Zufarov, Measurement of neutron and charged particle fluxes toward earthquake prediction/Earthquake Science, ISSN 1674-4519, Earth Sci, DOI 10.1007/s11589-017-0198-z.
- 4 V. P. Antonova, N. N. Volodichev, S. V. Kryukov et al., Izvestiya RAN. Ser. Phys. 2007, с 1082-1085
- 5 Завьялов А.Д., Зотов О.Д., Гульельми А.В., Лавров И.П. Кругосветные поверхностные сейсмические волны как триггер сильных афтершоков.// Международная научная конференция.//Ташкент. 2018 г.
- 6 В.Ф. Остапенко, М.А. Жусунов, В.А. Красноперов и др. Сб. трудов “Физические проблемы экологии” М., 1999, № 5, с. 149-152.
- 7 Ребецкий Ю.Л. Проблема прогноза катастрофических землетрясений тектонофизика о метастабильных разломах// Международная научная конференция// Ташкент. 2018 г., С. 252-257.
- 8 Р. Кристи, А. Питти. Строение вещества: введение в современную физику, монография, изд-во «Наука», М. 1969, с. 596.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Усманова М.Т.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан

Важной характеристикой процесса разрушения образцов горных пород в лабораторных условиях и сейсмического режима в условиях сейсмоактивного региона является число акустических импульсов/землетрясений, зарегистрированных в пространстве и в единицу времени. В известной работе С.П.Виноградова [1] отмечаются закономерности распределения упругих акустических импульсов во времени, который отражает процесс разрушения образца. Распределение упругих импульсов зависит от скорости деформации, свойств материала, и от его неоднородности. Вместе с тем, Г.А. Соболев указывает, что акустическое излучение при деформировании образцов отражает процесс трещинообразования, и с определенными допущениями может рассматриваться в качестве аналога сейсмического процесса в Земле [2]. Ряд исследователей О.Г.Шамина [3-6] отмечали, что количество импульсов увеличивается непосредственно перед разрушением образцов в эксперименте и существенно зависит от величины скорости деформации.

Подводя итоги краткому обзору работ по исследованию акустических импульсов (землетрясений), отметим, что изучение распределения числа упругих импульсов во времени (в сейсмоактивных районах это число фоновых землетрясений) полезно использовать при прогнозе макроразрушения (землетрясения). Сильным землетрясениям могут предшествовать как периоды слабой сейсмической активности, так и периоды усиления, т.е. увеличения фоновых землетрясений [7].

Исследования распределения числа фоновых/слабых землетрясений во времени в сейсмоактивном регионе Узбекистана проводились в Ферганской депрессии.

Согласно тектоническому (геодинамическому) районированию в центральной части Западного Тянь-Шаня расположена территория Ферганской депрессии (Восточный Узбекистан), где выделены главные глубинные структуро-контролирующие структуры: Южно-Ферганский разлом, Северо-Ферганский разлом и их одноименные флексурно-разрывные зоны [8-10].

Северо-Ферганский разлом - протяженностью 240 км, шириной 5-25 км на юго-западе и до 20-25км на северо-востоке [8]. Время заложения разлома - верхнее палеозой-мезозойское время, морфология разлома взбросо-надвиг. Северо-Ферганский разлом в современном плане – естественная историческая граница между Чаткало-Кураминским срединным массивом и Ферганской депрессией, который протянулся от г. Бекабада на юго-западе до оз. Сарычелек на северо-востоке.

Южно-Ферганский разлом – это крупная структурная единица, протягивающаяся с востока на запад от Таласо-Ферганского сдвига до Аральского моря. Разлом на всем протяжении 400 км шириной 20-30 км подразделяется на звенья, которые четко подразделяется не только морфологически, но и по степени выраженности в рельефе и имеют ярко выраженную свою историю развития. Время заложения разлома – нижний-средний палеозой, морфология разлома сброс [8].

Все сильные землетрясения с магнитудой $M \geq 5.0$, произошедшие в Ферганской депрессии, приурочены к вышеотмеченным разломам.

Ретроспективное изучение значений N_{Σ} - изменение количества землетрясений во времени и пространстве на территории Восточного Узбекистана за период 1962-1987 гг. показало, что на отдельных экспериментальных площадках ΔS_i были выявлены

подготовительные процессы в «будущей» области сильных землетрясений с $M \geq 5.0$, имеющие предвестниковый характер [11-14].

В настоящей работе на примере изучения сейсмичности Ферганской депрессии рассматривается параметр сейсмического режима N_{Σ} – изменение числа землетрясений в сейсмоактивном регионе и во времени. Информационной основой исследований сейсмичности явились сводный каталог землетрясений Центральной Азии и локальный каталог землетрясений Узбекистана за период – 2000 г.д.н.э. по 2017 г.н.э., который включает в себя данные исторических землетрясений, современные землетрясения, инструментально зарегистрированные глобальными или региональными сетями в т.ч. Узбекистана, а также данные локальной сети наблюдений [15,16]. На основе сводного каталога землетрясений Центральной Азии для настоящих исследований сделана выборка землетрясений за период 1960-2017 гг. для территории Ферганской депрессии.

Распределение числа землетрясений во времени и пространстве исследовалось по следующей схеме. Земная кора изучаемого региона Ферганской депрессии с охватом Северо-Ферганского разлома с Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны и Южно-Ферганского разлома с Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны была разбита на экспериментальные площадки ΔS_i с шагом 1° градус по широте и долготе. В связи с проблемой репрезентативности исходных данных в элементарных площадках, ΔS_i при шаге в восточном направлении координаты долготных площадок менялись, при этом широтные координаты были постоянными. И при исследовании N_{Σ} в элементарных площадках ΔS_i при шаге в направлении с юга на север координаты широтных площадок менялись, при этом долготные координаты были постоянными. Линейный размер зоны проявления предвестников землетрясений с $M = 5.5-6.0$ составляет около 100 км. Этот же размер площадки ΔS_i обеспечивает необходимую статистику землетрясений на площадке в год ($N_i \geq 20$) [2,17]. Согласно алгоритму расчета параметра сейсмического режима N_{Σ} , [7] и при построениях временных графиков N_{Σ} был использован ресурс редактора Excel.

Как отмечалось выше, концентрация слабых землетрясений перед будущим сильным землетрясением, вероятно, сопровождается изменениями физико-механических параметров среды, когда наблюдается регистрация в различных геолого-геофизических, геохимических, гидрогеологических и др. полях аномалии, интерпретируемые как предвестниковый. При исследовании сейсмического режима сейсмоактивных территорий параметр N_{Σ} – изменение количества землетрясений во времени и пространстве позволяет изучить концентрацию слабых землетрясений.

Дальнейшее накопление сейсмологических данных за период 1960-2017 гг. позволило изучить сейсмический режим Ферганской депрессии и прилегающих районов. Рассмотрим ниже ретроспективно развитие сейсмичности на элементарных площадках.

Анализ Рис.1 показал, что график параметра N_{Σ} отражает подготовительные процессы 2-х сильных: Папского и Канского землетрясений. С 1979 г. по 1983 г. начинается медленный рост значений N_{Σ} . Однако в период 1983-1984 гг. уже отмечается резкий рост числа слабых 68 землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, завершившийся сильным Папским землетрясением 17 февраля 1984 г, $M=5.5$. Затем на Рис.1 начиная с 2000 г. по 2011 г. наблюдается медленный долговременный 10-ти летний подъем графика N_{Σ} . В этой зоне в 2007 г. возникли 38 землетрясений и в 2011 г., завершившийся 118 землетрясениями сильное Канское землетрясение 19 июля 2011 г. $M=6.2$. Итого 360 слабых землетрясений с $M \geq 3.5$ предшествовали главному толчку Канского землетрясения.

При этом необходимо отметить, что на 4-х долготных графиках N_{Σ} (120, 91, 156, 80 землетрясений) были отмечено различное число слабых землетрясений $M \geq 3.5$ в долговременном ходе подготовительного процесса Канского землетрясения. Априори, чем ближе в пространстве «будущий» эпицентральный район, тем большее число слабых землетрясений регистрируются перед сильным толчком. Однако имеется аномальное количество слабых землетрясений за пределами эпицентрального района и по всей

вероятности во времени связанные именно с Канским землетрясением. Подобные случаи были отмечены и на Камчатском полигоне [15].

На Рис.2. также можно наблюдать подготовительные процессы 2-х сильных землетрясений. Анализ первого значимого пика графика N_{Σ} показал, что сначала в 1986-1989 гг. наблюдается незначительный подъем графика N_{Σ} и затем с 1989 г. по 1992 г. наблюдается резкий рост 260 землетрясений с $M \geq 3.5$, связанный с подготовкой Кочкоратино-Избаскентского сильного землетрясения 15 мая 1992 г., $M=6.3$. Затем второй значимый пик графика связан с уже известным Канским землетрясением 19 июля 2011 г. $M=6.2$.



Рис. 1. График изменения количества землетрясений N_{Σ} в зоне Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разлома при постоянных значениях $\phi = 39^{\circ} 70' - 42^{\circ} 70'$

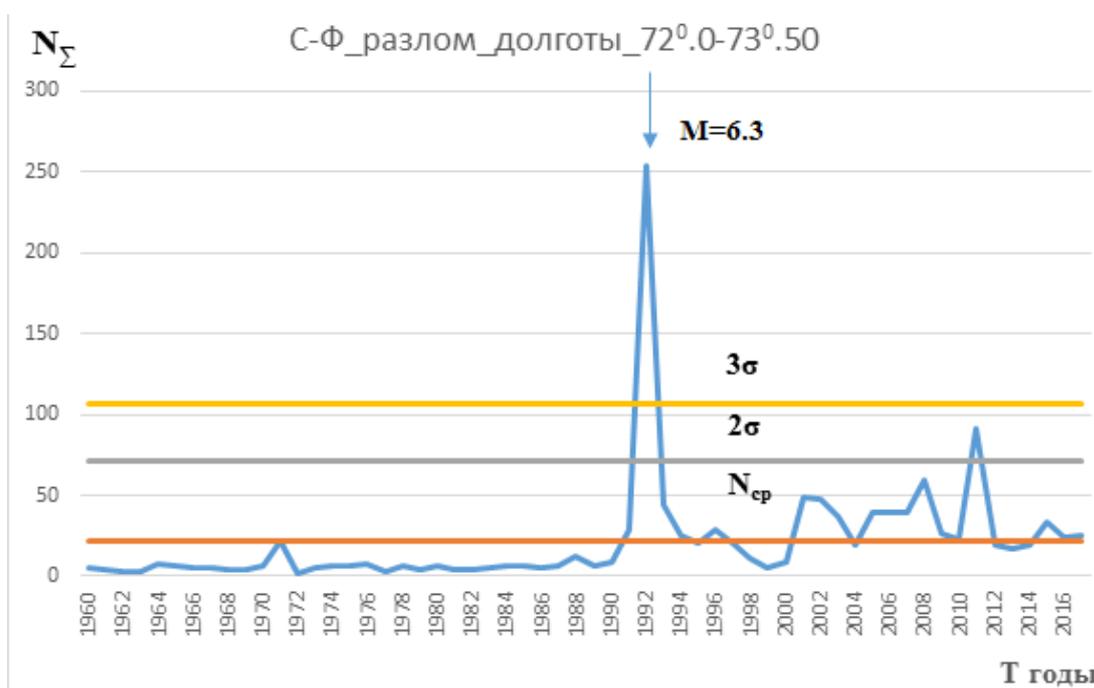


Рис. 2. График изменения количества землетрясений N_{Σ} в зоне Северо-Ферганского и Южно-Ферганского разлома при постоянных значениях $\phi = 39^{\circ} 70' - 42^{\circ} 70'$

С 1999 г. наблюдается медленный рост значений графика N_{Σ} и в 2011 г. происходит 80 слабых землетрясений до главного толчка Канского землетрясения. При этом необходимо отметить, что на широтных графиках N_{Σ} 380 слабых землетрясений предшествовали Канскому землетрясению.

Выводы.

Выявлено аномальное долговременное увеличение количества слабых 380-ти землетрясений с $M \geq 3.5$ в течение 10-11 лет, которые предшествовали главному толчку Канского землетрясения 2011 г. с $M=6.2$.

За период 1979-1984 гг. в течение 6 лет до сильного толчка зарегистрировано аномальное увеличение количества слабых 68-ми землетрясений с $M \geq 3.5$ завершившийся Папским землетрясением 1984 г. с $M=5.5$.

В течение 7 лет с 1989 г. по 1992 г. наблюдался резкий тренд увеличения числа слабых землетрясений с $M \geq 3.5$, достигший 1992 г. 260 землетрясений вероятно связанный с подготовкой Кочкоратино-Избаскентского сильного землетрясения 1992 г., $M=6.3$.

Резюмируя результаты изучения параметра N_{Σ} , отметим, что в районе «будущих» эпицентров сильных землетрясений и его окрестностях наблюдается аномально значимое увеличение количества N_{Σ} слабых землетрясений с $M \geq 3.5$, которые вероятно отражают процессы подготовки сильных землетрясений произошедших в Ферганской депрессии. Слежение за параметром N_{Σ} - изменения ежегодного количества землетрясения могут быть полезными в прогнозе сейсмической ситуации на территории Узбекистана.

Литература

- 1 Виноградов С.Д. Об изменениях сейсмического режима при подготовке разрушения. Моделирование предвестников землетрясений. // Москва, Наука, 1980, С. 169-178.
- 2 Соболев Г.А., Основы прогноза землетрясений. // Москва, Наука, 1993, 314 с.
- 3 Шамина О.Г. Упругие импульсы при разрушении горных пород // Известия АН СССР, Сер.геофиз.1956, №5, С. 513-518.
- 4 Mogi K. Study of elastic shocks caused by fracture of heterogeneous material and its relation to earthquake phenomena. / Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univer.1962, Vol.40, N 1, PP. 125—173.
- 5 Mogi K. Source location of elastic shocks in fracturing process in rocks.//Bull. Seismol Jap.. Soc. 1968, Vol.46, N 5, PP. 1103-1125.
- 6 Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Исследование сейсмического режима 1975 при разрушении образцов. // Душанбе, Дониш, 1975, 118 с.
- 7 Соболев Г.А., Усманова М.Т., 1989, Вариации наклона графика повторяемости – предвестник сильного землетрясения. Сборник: Экспериментальные и численные методы в физике очага. Москва, Наука, 1989, С.54-60.
- 8 Рыжков О.А. К сейсмотектонике Узбекистана. В кн. «Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии»./ Фрунзе, Илим, 1964, С.61-67.
- 9 Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. //Ташкент, Фан, 1978, 144 с.
- 10 Якубов Д.Х., Ярмухамедов А.Р., Саттаров А.С., Ем В.Н.. Геолого-тектоническая позиция и новейшие, молодые современные движения в эпицентральной области Папского землетрясения. В монографии «Папское землетрясение». // Ташкент, Фан, 1986, С. 61-72.
- 11 Усманова М.Т., Соболев Г.А., Завьялов, Современный сейсмический режим Восточного Узбекистана и сопредельных территорий. // Ташкент, Узбекский Геологический журн., Фан, 1981, № 6, С. 13-17.
- 12 Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. Основа, методика, реализация. / Москва, Наука, 2006, 254 с.
- 13 Ибрагимов Р.Н., Усманова М.Т., Кадыров Т.М. Сейсмотектоника, сейсмический режим и условия возникновения Папского землетрясения 1984 г. В монографии «Папское землетрясение 1984г.»./Ташкент, Фан, 1986, С.5-10.

14 Усманова М.Т. Саттарова А.М. Некоторые закономерности сейсмичности Центрального и Западного Узбекистана. Периодический научно-технический журнал Национального Ядерного Центра Республики Казахстан. // г. Курчатов, Казахстан, Вестник НЯЦ РК, Выпуск 2, 2019, С.88-97.

15 Абдрахматов К.Е., Кальметьева З.А., Михайлова Н.Н., Усманова М.Т., Улубиева Т.Р., Фролова А.Г., Шукурова Р. Сейсмологическая База данных Центральной Азии как основа изучения региональных геодинамических процессов (Каталог землетрясений Центральной Азии с 2000 г. д.н.э. по 2005 г. н.э.). В сб. Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геозоологические проблемы. Материалы 4 Межд. Симпозиума г.Бишкек, 15-20 июня 2008. // Бишкек, ИС РАН, 2008, С. 297-302.

16 Сводные каталоги землетрясений на территории Узбекистана за 2000-2019 гг. Комплексной Экспедиция Института сейсмологии АН РУз.

17 Садовский М.А. Научная программа работ по прогнозу землетрясений в СССР. // Москва, ИФЗ АН СССР, 1981, 265 с.

УДК 525.6.550.3

О РОЛИ ВАРИАЦИЙ РАДОНА И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИЗЛУЧЕНИЙ В ОЦЕНКЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Хусомиддинов С.С.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан

Территория Узбекистана относится к зонам повышенного сейсмического риска в планетарном плане. Поэтому проблема обеспечения сейсмической безопасности населения и территорий является одним из приоритетных направлений стратегии гражданской защиты. Проблема прогноза землетрясений, наряду с районированием сейсмической опасности и сейсмостойким строительством, является важным звеном антисейсмических мероприятий.

Землетрясение является следствием аномальных деформаций консолидированного горного массива под действием тектонических напряжений. Разрушения массива происходят при превышении относительных деформаций порога $\epsilon=10^{-4}$. Поэтому оценка и слежение за деформированным состоянием конкретных зон возможных землетрясений представляется перспективным направлением проблемы прогноза землетрясений. В целях развития методологии и системы сейсмопрогнозного мониторинга, в рамках государственных программ, сейсмологами Узбекистана реализуется ряд фундаментальных и прикладных проектов, нацеленных на изучение и оценку напряженно-деформированного состояния земной коры. Основная задача этих исследований – создание технологии выявления наиболее критичных активизированных тектонических зон, с последующими прогнозными оценками реальной сейсмической опасности.

Эти исследования базируются на известных достижениях отечественных и зарубежных сейсмологов. На этапах исследований сейсмологами ряда стран выявлены предшествующие землетрясениям аномальные проявления отдельных параметров геофизических, гидрогеологических и геодинамических полей, которые интерпретируются как предвестники [1]. В частности, открыты явления изменения газового, компонентного состава и динамики подземных вод [2], кажущегося сопротивления грунтов [3], сопутствующие сейсмогенными процессам. Показана эффективность наблюдений за вариациями геомагнитного [4], геоэлектрического [1] и электромагнитных полей, как предвестников землетрясений [5-6].

На основе результатов стационарных, полевых, лабораторных и теоритических исследований коллективами исследователей создан ряд качественных моделей подготовки землетрясений, изучены пространственно временные закономерности проявления предвестников в различных полях. Созданы методологии и полигоны поиска предвестников

и прогноза землетрясений. Известен также ряд удачных прогнозов сильных землетрясений в реальном времени.

Слабым звеном действующих систем сейсмопрогнозного мониторинга является ограниченная возможность прямого слежения за динамикой первичных глубинных источников, которые создают тектонические напряжения и деформации в земной коре. Большинство параметров действующего комплекса деформометрических, геофизических и гидрогеологических методов системы сейсмопрогнозного мониторинга характеризуют процессы на поверхности земли или небольших глубинах. Они могут опосредованно оценивать напряженно-деформированное состояние земной коры в объеме сейсмического очага. Ниже изложены отдельные особенности аномальных проявлений электромагнитных излучений и радона, вариации которых в той или иной степени связаны с сейсмогенными процессами в земной коре.

Одним из наиболее информативных параметров оценки НДС сейсмогенных зон и поиска предвестников землетрясений является радон [7, 8]. В природе радиоактивный газ радон образуется при распаде радия, который является продуктом распада урана-238. Период полураспада радона составляет 3,825 дня. Его благоприятными особенностями являются непрерывная генерация в любом горном массиве, стабильность естественного фона, которая контролируется концентраций радия, а также возможность надежной его регистрация, несмотря на малые дозы в газовом потоке, начиная с активности 30–50 Бк/м³ [9]. Содержание фонового радона в приземной атмосфере составляет 1•10-16 кюри/см³, а в почвенном воздухе 2•10-13 кюри/см³, что указывает на весомый вклад эндогенных источников в общий фон газа. Осредненное содержание радия по различным горным породам показывает, что наибольшие интенсивности имеются в кислых (граниты, гранодиориты) и осадочных (сланцы, глины, песчаники, почва) породах [9].

Большинство исследователей аномальные вариации радона перед землетрясениями относят к краткосрочному типу предвестников. Заключительный этап сейсмогенного процесса характеризуется повышенными скоростями деформаций в области подготовки землетрясения, что может способствовать повышению проницаемости радона как предвестника землетрясения. В то же время, период подготовки землетрясения и его магнитуда зависят от объема консолидированного горного массива подверженного аномальным деформациям. Деформационные процессы до его разрушения качественно подразделяют на четыре стадии в течение нескольких лет для сильных землетрясений. Учитывая эффективность радона в оценке НДС сейсмогенной зоны, представляет интерес анализ его реакции на более длительные этапы подготовки землетрясения.

Ниже приведены результаты ретроспективного анализа вариаций радона на скважине «Фозилова» глубиной 1940 м, расположенной на северо-западной окраине г. Ташкента. Для тестового анализа выбран наиболее сейсмоактивный интервал 1977-1988 годов в период мониторинговых наблюдений за вариациями радона.

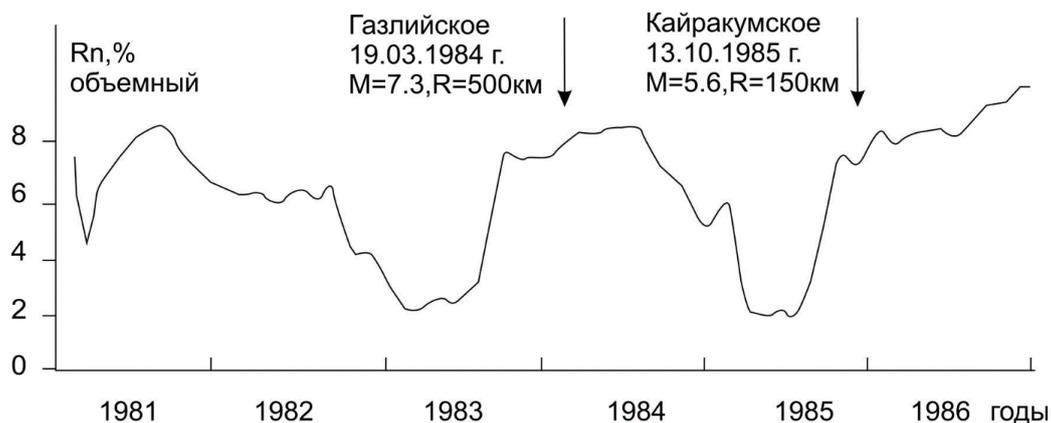


Рис. 1. Аномальные изменения радона перед сильными землетрясениями долгопериодного характера на станции «Фозилова», стрелка момент землетрясения

На Рисунке 1 приведены аномальные вариации радона перед Газлийским 1984 г и Кайраккумским 1985 г землетрясениями. Подобие форм аномалий повышает достоверность их обусловленности сейсмогенным процессом. При первом событии с магнитудой $M=7.3$ длительность аномалий составляет 32 месяца, а втором $M=5.6$, 15 месяцев.

Бухтообразная аномалия вариаций радона наблюдалась также перед Таваксайским землетрясением 12.12.1977 г., эпицентр которого расположен на удалении 50 км к востоку от Ташкента. Этап снижения аномалии радона продолжался 1.5 месяца. В течении следующего месяца активность радона достигла исходного фонового уровня. На Рисунке 2, наряду с радоном, приведены аномальные вариации естественных электромагнитных излучений (ЭМИ) пилообразной формы. Оба пункта наблюдения находятся в 30 км зоне области подготовки землетрясения. Характерным является одновременное проявление аномалий. Стадия снижения интенсивности радона обусловлена деформациями сжатия активизированного горного массива, т.е. уменьшением проницаемости газового потока. Сжатие горных пород сопровождается трещинообразованием с генерацией электромагнитных импульсов. Совокупное проявление аномалии в двух не связанных полях повышает достоверность их обусловленности процессом подготовки данного землетрясения.

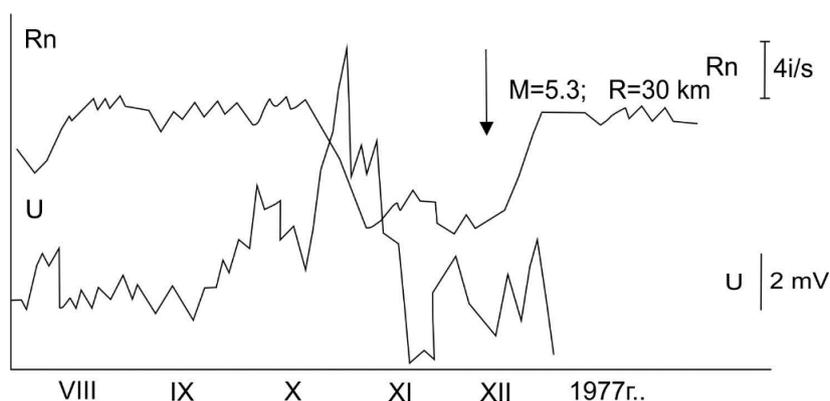


Рис. 2. Аномальные изменения радона в скважине «Улугбек» и ЭМИ в Магнитно-ионосферной обсерватории перед Таваксайским землетрясением 1977 г.

Подобные бухтообразные аномальные вариации радона проявляются также в припочвенной среде. На Рисунке 3 приведены вариации среднесуточных значений почвенного радона за период февраль-апрель 2019 года. Аномальный интервал вариаций радона с 05.03 по 14.03.2019 года предшествовал землетрясению в активизированной зоне Центрального Узбекистана с $M=4.9$ и эпицентральным расстоянием около 250 км. Всплеск радона 25-26 марта имеет гелиофизическую природу.

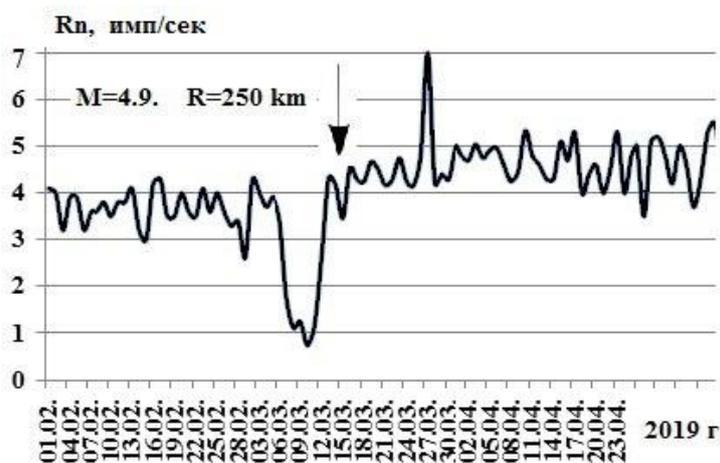


Рис. 3. Вариации среднесуточных значений почвенного радона на Магнитно-ионосферной обсерватории

В работе [5] подробно рассмотрены и теоретически обоснованы ряд возможных механизмов феноменологии интенсивности ЭМИ. Временной ход аномального ЭМИ может контролироваться несколькими факторами. Резкий подъем интенсивности ЭМИ в течение нескольких часов видимо связан с активизацией процессов трещинообразования. Последующее падение до ниже фоновых в течение десятков часов может быть связано с динамикой источника или аномальными условиями прохождения сигнала. Т. о. Сейсмoeлектромагнитные явления могут быть объяснены в рамках известных физических представлений о механоэлектрических явлениях.

Заключение. Изложенные положения нацелены на повышение эффективности методологии прогноза землетрясений в реальном времени с внедрением перспективных ядерно-геофизических методов. С учетом достижений мировой науки, обоснована перспективность комплексирования системы сейсмопрогнозного мониторинга наблюдениями за потоком тепловых нейтронов в целях выявления краткосрочных предвестников.

Показана высокая эффективность наблюдений за вариациями радона для оценки напряженно-деформированного состояния земной коры, выявления критических сейсмогенных зон и прогноза вероятности землетрясения.

Показана возможность оценки заключительного этапа развития сейсмогенного процесса в конкретной области подготовки землетрясения по совокупности синхронных аномальных вариаций радона и электромагнитных излучений.

Литература

- 1 Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М: Наука. 1993. с. 313
- 2 Мавлянов Г.А., Уломов В.И. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане //Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, Фан, 1976, С. 25-38.
- 3 Барсуков О.М. Вариации электросопротивления горных пород и землетрясения. Сб. Предвестники землетрясений. Деп. 19198-73, М. 1973.
- 4 Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. Ташкент: Фан, 1989. 231с.
- 5 Хусомиддинов С.С. Закономерности аномальных вариаций геофизических полей в сейсмоактивных зонах Узбекистана: Автореферат докторской диссертации. Ташкент: Фан. 1990. 14 с.
- 6 Мавлянов Г.А. Уломов В.И. Абдуллабеков К.Н. Хусомиддинов С.С. Исследования вариации параметров естественных электромагнитных полей в целях прогноза землетрясений Уз. Геол. Журнал № 5, 1979. С.5-9
- 7 Уломов В.И., Мавлянов Г.А., Мавашев Б.З. и др. Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясениях. Открытие №129. Гос. реестр открытий СССР. 12 июня 1973 г. с приоритетом 21 февраля 1966 г.
- 8 В.И.Уткин. Радон и проблема тектонических землетрясений. Соровский образовательный журнал, Том 6, №12, с 64-70.
- 9 Е.М.Филиппов. Ядерная геофизика. Том-1, «Наука», Новосибирск, 1973, стр. 15-20.

СЕКЦИЯ 3

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

УДК: 551.243.4: (584.4)

НОВЕЙШИЙ ОРОГЕНЕЗ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С ПОЗИЦИИ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Атабаев Д.Х., Исраилова З.У.

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека

Начиная с неоген четвертичного периода, в результате оживления тектонической активности, на значительной части эпипалеозойской платформы начались процессы орогенеза. Эти процессы, продолжающиеся по сей день разделили некогда обширную платформу на структуры высшего порядка: Туранскую плиту и ороген Тянь-Шаня. В пределах последнего образовались огромные, сравнительно простые по устройству структуры: мегасинклинали и мегантиклинали. Вещественным свидетельством и результатом размаха новейших движений является образование своеобразной молассовой формации межгорных впадин.

Если вопрос о границах между геосинклинальными областями и платформами подробно разобран многочисленными исследованиями, то вопрос о характере границы между эпиплатформенным орогеном и платформой до сих пор остается неясным. Ни геосинклинальная парадигма, ни стандартные модели современной плиты тектонической парадигмы не объясняют эпиплатформенный орогенез.

Эпиплатформенный орогенез не может быть объяснен в рамках геосинклинальной теории потому, что нельзя принять представления об орогенезе как о начальной стадии развития геосинклинали, т.к. вся концепция геосинклинального развития исходит из изначального прогибания и завершающего орогенеза. Нельзя принять тезис о возрожденной геосинклинали, т.к. ее возрождение тоже должно было начаться с расколов коры, прогибания, накопления соответствующих формаций.

Нет возможности обсуждать идеи Г.Ф.Мирчинка, поддержанные и развитые Н.И.Николаевым, С.С.Шульцем, В.А.Николаевым и многими другими исследователями о том, что новейший внегеосинклинальный орогенез представляет собой новый тип развития земной коры, равный по значению геосинклинальному и платформенному. Эти идеи не завершились созданием стройной теории со всеми необходимыми признаками и положениями.

Рассмотрим место орогенеза с позиций тектоники литосферных плит. Если принять цикл Вильсона за основу этапизации процесса распада первичных континентов с формированием океанических бассейнов и последующим их закрытием, то имеется три стадии, на которых, так или иначе, проявляется горообразование. Первой такой стадией является "эмбриональная" по Дж. Вильсону – стадия формирования континентальных рифтов и рифтовых сводов. Нубийско-Аравийский свод с грабеном Красного моря имеет амплитуду вертикального поднятия до 5 км, Восточно-Африканский свод – до 4 км (горст Рувезори), Рейнский свод – 1 км. Поднятие сводов сопровождается растяжением с утончением земной коры ("шейка"), образованием рифтовых грабенов и щелочным вулканизмом (фонолиты, трахиты, щелочные базальтоиды). Ниже поверхности Мохоровичича формируется двояко выпуклое линзовидное тело, аномальное для мантии вещества со скоростью продольных волн 7,4-7,8 км/с. Иногда его называют коромантийной смесью. Мощность линзовидного тела достигает 25-30 км.

Следующие стадии, где имеет место орогенез, четвертая и шестая по циклу Вильсону, связаны с процессом закрытия океанов.

Отличие новейшего Тянь-Шаня и других составляющих Трансазиатского горного пояса от поясов, связанных с закрытием океана, очевидно. Известно, что в Тянь-Шане отсутствуют какие-либо значительные неоген-антропогеновые магматические объекты. Щелочные базальты, установленные А.В.Леоновым в северном Тянь-Шане, не свойственны субдукционным зонам. Складчато-глыбовый орогенез не свойственен ни кордильерным орогенам, ни орогенам непосредственно коллизионных зон.

Однако может быть справедлива точка зрения о пассивном короблении коры под влиянием горизонтальных давлений Пенджабского выступа Индостанской плиты, передаваемого на тысячи километров? Если бы это было так, мантия под Тянь-Шанем имела бы те же физические свойства, которые она имеет на Туранской плите. Однако мантия рассматриваемой орогенной области – аномальна, она разуплотнена до степени, вызывающей остаточную аномалию (100-200 мГал), имеет пониженную скорость. При пассивном короблении дуги Тянь-Шаня должны были быть выпуклыми к северу. Фактически они выпуклы к югу. Граница между орогеном и плитой должна быть не резкой, фактически она резкая (Северный краевой разлом).

Некоторые исследователи, напротив, полагают, что рассматриваемые структуры возникли в результате преобладающего растяжения. Так, (В.И.Попов, Б.Б.Таль-Вирский, А.И.Попов, 1978) относят всю территорию Центральной Азии к рифтовому поясу. Но от типичных континентальных рифтов Тянь-Шань отличают три существенных признака. Во-первых, приоритет горизонтального, поперечного сжатия, о чем свидетельствуют механизм очагов большей части землетрясений и надвигание горного обрамления на многие межгорные впадины. Во-вторых, отсутствие утонения коры в сводовых частях крупных складок – мегантиклиналей. В-третьих, отсутствие в верхах мантии линзы вещества с пониженной (относительно "нормальной" мантии) скоростью. Кроме того, редки проявления базальтоидного магматизма и настоящих рифтовых прогибов, которые бы можно было связывать с растяжением и проседанием.

Таким образом, стандартные механизмы тектоники плит, в частности, разработанные для стадии континентального рифтогенеза (эмбриональная стадия цикла Вильсона), также не объясняют происхождения новейшего орогенеза Тянь-Шаня.

Из вышеизложенного видно, что при рассмотрении эпиплатформенного орогенеза имеется две основные концепции. Возникновение основных структур поднятий и депрессий – результат бокового сжатия (или растяжения) или преобладающего действия вертикально направленных сил. По мере расширения наших знаний о глубинных недрах все больше появляется данных о наличии глубоких «корней», наблюдаемых вблизи дневной поверхности структур, тесной связи экзогенных и эндогенных процессов (В.В.Белоусов, 1975, 1978).

Каков же геодинамический механизм формирования эпиплатформенных складчато-глыбовых орогенов Тянь-Шаньского типа?

Новейший орогенез Тянь-Шаня относится к ряду континентальных рифтовых процессов, но реализуется в условиях регионального бокового сжатия, связанного с давлением ближайшей, в данном случае Индостанской, континентальной плиты. До олигоцена Гималайская зона субдукции поглощала океаническую кору Тетиса, и давление на север было невелико. После исчерпания океанической коры, произошло столкновение Евразийского и Индостанского континентов, двигавшихся на север с различной скоростью, породившее горизонтальное сжатие на огромной территории материка. Однако с закрытием Тетиса, как и других океанов, потенциальные возможности мантии не были исчерпаны. Напротив, легкое, частично расплавленное горячее вещество в связи с поглощением Срединно-океанического хребта в зоне субдукции потеряло возможность незатрудненного выхода к поверхности Земли с формированием коры океанического типа. Эти легкие массы неизбежно должны были остановиться под поверхностью Мохоровичича в виде плюмов.

В дальнейшем геодинамический процесс мог пойти двумя путями. При отсутствии бокового сжатия развился бы типичный континентальный рифтовый свод с утонением прогретой растягиваемой коры, осевым провалом, линзой аномальной мантии. При боковом сжатии реализация рифтового процесса в чистом виде становится невозможной. Сжатая континентальная кора не уменьшает своей мощности; частично расплавленное вещество мантии, достигнув подошвы коры, дифференцируется, расплавленное вещество локализуется в виде магматических очагов под корой. Поскольку можно считать установленным факт дифференциации расплавов первично базальтовой магмы в магматических очагах рифтовых зон океанов вплоть до плагиогранитной на сравнительно небольших глубинах, представляется тем более реальным такой процесс и под корой. Легкие мантийные кумуляты, образованные в результате дифференциации и соответствующие по составу земной коре, застывая, присоединяются к коре с перемещением поверхности Мохоровичича на новый, более глубокий гипсометрический уровень. Легкое по сравнению с мантией тело в низах коры, стремясь к восстановлению изостатического равновесия, поднимает земную кору с образованием гор.

Исходя из приведенных положений, можно отметить три этапа в развитии орогенеза. Первый этап (начальные условия) характеризует состояние до начала орогенического процесса. По времени он соответствует эоцену-раннему олигоцену. Земная кора имеет мощность 40 км; разрез ее соответствует типичной колонке для молодых платформ.

Второй этап – миоцен. За счет повышения температуры, понижения вязкости мантии в ней бурно развиваются процессы дифференциации, что свойственно всем рифтовым зонам Земли. Легкие составляющие получают возможность гравитационного перемещения вверх. Вытесняемая ими масса тяжелого вещества верхней мантии устремляется вниз между всплывающими скоплениями легкого материала, вовлекая в антиизостатическое погружение участки земной коры, соответствующие межгорным впадинам.

Третий этап – граничные условия. Скопления легкого вещества мантии достигают подошвы земной коры. Поскольку оно менее плотное, чем окружающая верхняя мантия, должно происходить всплывание с подъемом вышележащей коры, "растекание" вещества под поверхностью Мохоровичича. Одновременно с вздыманием гор происходит их разрушение и заполнение обломочным материалом окружающих впадин, которые под весом новых порций осадков продолжают прогибаться. Амплитуда прогибания на этом этапе составила, судя по Ферганской впадине, 3 км. Нарастивание коры снизу за счет вновь образованных корней в пределах поднятий и нарастивание коры сверху за счет обломков разрушающихся гор во впадинах приводят к общему росту толщины коры. Единственным местом, где мощность коры не увеличивается, является граница зон поднятий и депрессий, где консолидированная кора сохраняет ту мощность, которую она имела на начало процесса, т.е. на платформе; здесь образуются гребневидные поднятия.

Приведенная схема объясняет многие факты. Находит объяснение больших отрицательных изостатических аномалий в Ферганской впадине, строение поверхности М с прогибами под впадинами и горными сооружениями и гребневидными поднятиями между ними, сейсмичность – приуроченная к зонам максимальных градиентов глубин до поверхности М, сохранение мощности консолидированной коры и др.

Следовательно, можно сделать следующий важный вывод эпиплатформенный орогенез Тянь-Шаня – это континентальный рифтогенез при общем горизонтальном сжатии.

Границей Туранской плиты и орогена Тянь-Шаня является Северный краевой глубинный разлом Тянь-Шаня (название предложено Б.Б.Таль-Вирским). Положение этого разлома устанавливается по размаху новейших тектонических движений, интенсивности аномалий сейсмической активности и различием геофизических характеристик разделяемых им геоструктурных областей.

Южнее и восточнее краевого разлома амплитуда суммарных деформаций донеогеновой поверхности составляет 7-12 км. Севернее и западнее в пределах Туранской

платформы, амплитуда новейших движений составляет всего 0,5-1,5 км. Таким образом, вдоль Северного краевого разлома резко ослабляется интенсивность и размах новейших движений. Исключение составляет Нуратинский регион, где амплитуда новейших движений достигает 3-4км, т.е. она в три раза меньше чем в орогене и в три раза больше чем в Туранской плите.

Северный глубинный краевой разлом состоит из нескольких частей и на юго-западе представлен Караиль-Лянгарской флексурно-разрывной зоной. Она отделяет Кугитанг-Байсунскую мегантиклиналь от Чарджоуской и Бухарской ступеней Туранской плиты. Далее на СВ продолжение этого разлома неясно, затем оно постепенно переходит к северо-востоку в Приташкентскую флексурно-разрывную зону.

Чтобы выяснить поведение этого разлома в пределах Южно-Тянь-Шаньской геосинклинально-складчатой области и механизм горообразования необходимо поставить несколько субширотных профилей МОВЗ.

Литература

- 1 Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А., Базарбаев Э.Р. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. – Т. : Фан, 1989. – с.
- 2 Атабаев Д.Х., Хусанбаев Д.Д. О зоне сочленения Туранской платформы с орогенными сооружениями Тянь-Шаня. Материалы международной конференции «Актуальные проблемы современной сейсмологии», 12 октября 2016 г., Т.:
- 3 Ахмеджанов М.А., Баратов Р.Б., Бакиров А.Б., Борисов О.М. и др. Докембрий Средней Азии. – Москва: Наука, 1982 – 263 с.
- 4 Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., «Недра», 1978. – 232 с.
- 5 Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. Отв. ред. И.Х. Хамрабаев. – М.: Наука, 1977. – 211 с.
- 6 Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, «Фан», 1978. – 167 с.

УДК 550.34

ВЛИЯНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ ПАМИР–ГИНДУКУША НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Атабеков И.У., Муминов М.Ю.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан

Используя каталог землетрясений Евро-Средиземноморского сейсмологического центра с 1900 до 2013 года и IRIS (http://ds.iris.edu/seismon/zoom/index.phtml?rgn=Central_Asia) за 1969-2019, мы построили границу Индийского литосферного индентора в зависимости от глубины Памир-Гиндукушской зоны в различных сечениях меридиана 76-73 в.д. Установили пространственное расположение индентора и рассчитали послойно количество произошедших землетрясений и выделенной сейсмической энергии в пределах предполагаемых границ индентора (36.2-37.7 с.ш.; 70.2-72.6 в.д.) за эти годы. Выявлено, что за этот период на глубинах 0-50 и 100-250 км имеется стабильная тенденция уменьшения выделения сейсмической энергии, хотя в интервале 50-100 км и 250-380 км наблюдается противоположная картина. Эта зона комплексно исследована по Международному проекту Памира-Гималаев 1973-1980 гг [1-3]. В опубликованных материалах в частности имеются сведения о том, что в верхней мантии Памир-Гиндикуша скорости Р-волн возрастают от 8.24 до 8.54 км/с градиентом 0.0018 1/с, начиная с 55 км до 220 км, затем градиент уменьшается (0.0008 1/с) и скорость достигает 8.62 км/с при 310 км. Указанное уменьшение градиента объясняется наличием в верхней мантии низкоскоростного канала второго порядка. В тоже

время обнаружены слои с пониженной скоростью сейсмических волн в глубинах 30-50 км (Пак В.А.), 127-160 и 240-280 км (Эргашев Т.Э.) и предполагается, что породы в этом интервале находятся вязко-упругом состоянии и потому здесь нет коровых землетрясений. Сильные землетрясения в интервале 50-100 км произошли после выполнения проекта. Материалы проекта также содержат заключения отрицающие утолщения земной коры Памир-Гиндикуша за счет подвига Индийской плиты под Евроазиатский материк. Исходя из наличия плотностных неоднородностей на кровле земной коры, советская часть участников проекта предполагали, что скупивание Памиро-Гималайского сегмента произошло благодаря вертикальным движениям легких диапиров, хотя генезис этих диапиров и их размеры не освещаются. Однако, итальянские и индийские участники были склонны рассматривать глубинные строение земной коры в свете гипотезы тектоники плит. Кроме этого, имеются достаточно много материалов [4-9], которые на основе тектоники плит трактуют напряженное состояние и орогенез в этой зоне исходя из моделей субдукции и коллизии. Для изучения напряженного состояния земной коры и верхней мантии Памира-Гиндикуша и анализа нами установленных данных мы построили модель соответствующая гипотезе столкновения Индийской и Евразийской плит. На Рис.1 показано одно из меридиональных сечений (по профилю 71 в.д.) для построения численной модели.

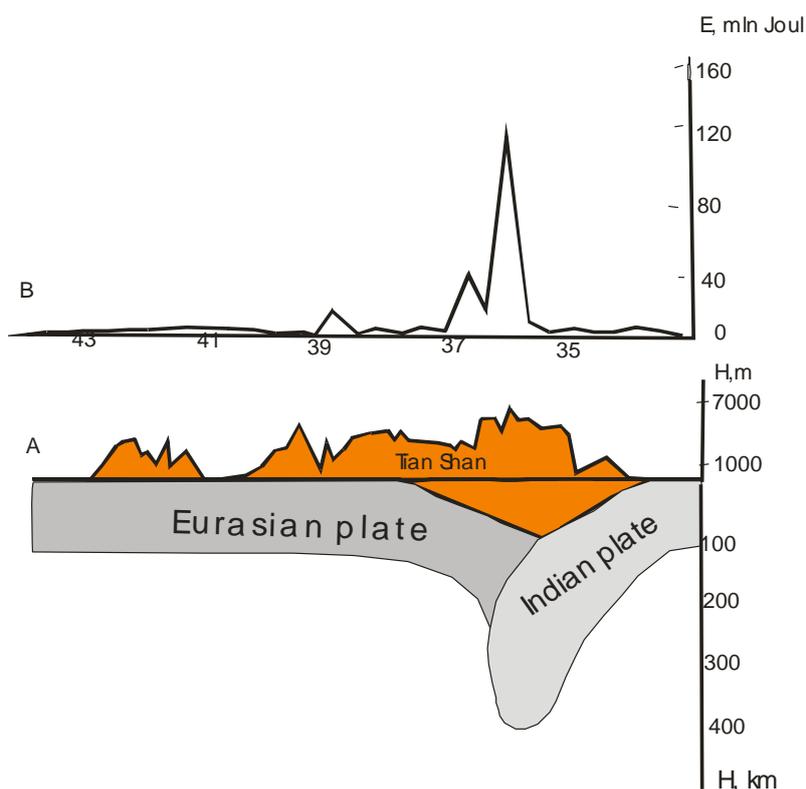


Рис. 1. Разрез зоны субдукции Индостанской плиты под Евразии по профилю $71 \pm 0,5^\circ$

Напряжение в земной коре и мантии в фиксированном пространстве на рассматриваемый момент состоит из нескольких составляющих. В первую очередь, это фоновое (начальное) напряжение σ_{ij}^0 , которое установилось в данном месте, в течении периода, когда изучаемый объем из первоначально недеформированного состояния приобрел настоящий вид. Этот интервал мы принимаем равным продолжительности орогенического периода при изучении напряженного состояния Центральной Азии. Во вторых, напряжения σ_{ij} , возникающие вследствие непрекращающихся взаимодействия с окружающими литосферными плитами и мантийным течениями. В третьих, перераспределения напряжений $\Delta\sigma_{ij}$ из-за землетрясений в локальном объеме. Суммарное напряжение сплошной среды $(\sigma_{ij} + \sigma_{ij}^0 + \Delta\sigma_{ij})$ в любой точке рассматриваемого объема при равновесии подчиняются следующим уравнениям:

$$(\sigma_{ij} + \sigma_{ij}^0 + \Delta\sigma_{ij})_{,j} + F_i = 0 \quad i,j=1,2,3 \quad (1)$$

Запятая j означает дифференцирование по координатам x_j . Это уравнение записано в любой системе координат. При рассмотрении задач о земле, начало координат устанавливается на поверхности Земли, ось x_1 направляют на восток, x_2 на север, и x_3 вертикально вниз. В качестве объемных сил обычно выступают силы тяжести $F(0,0,\rho g)$. Если отдельно установить начальные напряжения и напряжения землетрясения, то в уравнение (1) напряжений отвечающие за эти процессы можно перебросить на правую часть равенства и тогда мы получим уравнение относительно σ_{ij} . Дальнейшее преобразование этого уравнения зависит от того, какая модель выбирается в качестве деформируемой сплошной среды. Использование соотношений между тензорами напряжений, деформаций ε_{ij} и перемещениями u_i для упругих тел приводит систему (1) к уравнению Ламе относительно безразмерного перемещения (L -константа длины):

$$\Delta \bar{u} + \frac{1}{1-2\nu} \text{graddiv} \bar{u} = \bar{F}, \quad (2)$$

Здесь Δ - оператор Лапласа, G – модуль сдвига, ν – коэффициент Пуассона. Аналогичные соотношения между тензорами напряжений, скоростями деформаций e_{ij} и скоростями перемещений v_i для вязкой несжимаемой жидкости в случае ползучего движения приводит систему (1) к уравнению Стокса:

$$\begin{aligned} -\text{grad}p + \mu\Delta v &= \bar{F}, \\ \text{div}v &= 0. \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь μ - вязкость, p – давление, деленное на μ/t , t -константа для безразмерного времени. Поле начального напряжения σ_{ij}^0 возникавшее за орогенический период применительно к Центральной Азии рассмотрено в работе [10] и получено как решение упрощенной задачи теории упругости. Что касается $\Delta\sigma_{ij}$, то это удельный тензорный момент M_{ij} связанное с сброшенным напряжением во время землетрясения. В случае модели сингулярного объемного очага механизма землетрясения, их можно выразить в следующем виде через параметры плоскости разрушения (угол простирания φ , наклона λ , падения δ) следующим образом [11]:

$$\begin{aligned} M_{11} &= -M_0(\sin\delta \cos\lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin\lambda \sin^2\varphi), \\ M_{12} &= M_0(\sin\delta \cos\lambda \cos 2\varphi + 1/2 \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\varphi) = M_{21}, \\ M_{13} &= -M_0(\cos\delta \cos\lambda \cos\varphi + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\varphi) = M_{31}, \\ M_{22} &= M_0(\cos\delta \cos\lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos^2\varphi), \\ M_{23} &= -M_0(\cos\delta \cos\lambda \sin\varphi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\varphi) = M_{32}, \\ M_{33} &= M_0 \sin 2\delta \sin\lambda. \end{aligned}$$

$$M_0 = \frac{\Delta\sigma}{G} \left(\frac{r_0}{\sqrt{\sum_{i=1}^3 (x_i - x_{i0})^2}} \right)^{n_{eff}} \quad (4)$$

Здесь r_0 - относительный радиус референтной сферы, n_{eff} - коэффициент расхождения, $\Delta\sigma$ - сброшенное напряжение [12].

Для расчета напряженного состояния в качестве двумерной модели земной коры и мантии Памира-Гиндукуша выбрали сечение плоскости меридиана 71 в.д. (рис.2). Ось x_1 направим на север, и x_2 вертикально вниз. В этом случае $F_1=0$, $F_2=\rho g/G$ для упругого тела, $F_2=\rho g/(\mu/t)$ для вязкой несжимаемой жидкости. Плоская постановка задачи не позволяет рассматривать все типы землетрясения согласно (4). Однако имеются две возможности, когда этими формулами можно полноценно воспользоваться. Первый вариант сброс с углом падения, когда простирание $\varphi=0$, наклон $\lambda=\pi/2$, падение $\delta=\pi/4$), в наших последних обозначениях $M_{11}=-M_0$, $M_{12}=0$, $M_{21}=0$, $M_{22}=M_0$. Второй вариант чистый сброс по вертикали $\varphi=0$, $\lambda=\pi/2$, $\delta=\pi/2$), $M_{11}=0$, $M_{12}=-M_0$, $M_{21}=-M_0$, $M_{22}=0$.

Континентальную и океаническую литосферу моделируем упругими слоями, мантию и астеносферу – вязкой ползучей жидкостью. Такой выбор обосновывается тем, что в интервале времени до 10^4 лет литосфера, определяемая как верхний слой Земли до глубин температурного солидуса, ведет себя как упругое тело[13]. Для решения системы (2-3) задаются граничные условия из известных перемещений (скоростей перемещений), напряжений или их комбинации. Мы создали авторскую программу для зонально однородных тел на основе метода граничных интегральных уравнений[14]. Рассчитали два варианта решений соответствующие условно процессам субдукции и коллизии. Согласно [1-3] и лабораторным данным приведенные в работе [15], для вязкостей верхней океанической коры и мантии приняли равными $3.98 \cdot 10^{16}$ Па с, а для континентальной $1.97 \cdot 10^{17}$ Па с, что соответствует верхней части коры. Для плотности континентальной коры значение 2875 кг/м^3 , которое является среднее для верхней части 2750 кг/м^3 и 3000 кг/м^3 нижней части коры. Аналогично для океанической коры 3150 кг/м^3 и мантии 3300 кг/м^3 . Скорость сдвигания океанической коры принята равной 10 см/год. Левая часть континентальную кору условно считаем неподвижной. На верхней границе модели задавали условия свободной поверхности. Для имитации отрицательной плавучести слэба в случае субдукции значения плотностей соответствующей зоне субдукции приняты чуть больше плотности океанической коры согласно выводам Международного Памиро-Гималайскому проекта 1973-1980 гг. [1-3]. За ограниченностью объема статьи условиями конференции приведем всего несколько рисунков построенные по результатам решения математической задачи. На Рис.2 приведена интенсивность напряжений σ_{int} по формуле:

$$\sigma_{int} = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})^2 + \sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 + 6\sigma_{xy}^2}$$

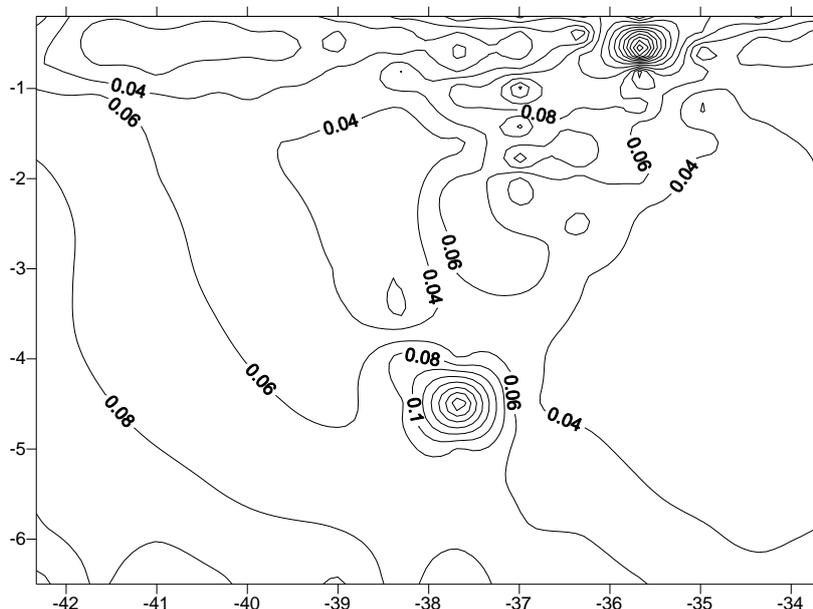


Рис. 2. Интенсивность напряжений $\sigma_{int}/(\mu/\Delta t)$ при коллизии

Расчеты показали, что картина напряжений сильно зависит от соотношения плотностей и вязкостей рассматриваемых областей. А пресловутая конвекция – это эффект ограничивающих границ в модели. Некоторые зарубежные авторы при подобных случаях пробовали растянуть боковые границы, чтобы исключить влияние загораживающих действий общему движению, и в результате получили небольшую мелкомасштабную конвекцию вокруг двигающего тела. Таким образом, уповать на процесс сильной конвекции при всплывании легкого или разогретого тела, и тем более считать, что субдукция – это дело рук конвекции не стоит. Тем не менее, мы сделали несколько экспериментальных расчетов с ограничивающими границами и без них. При выбранном нами наборе вязкостей зона максимальных напряжений удовлетворительно совпадают с интервалом глубин 100-250 км максимального выделения энергии приведенный на Рис.4. Чтобы изучить тенденцию уменьшения выделения сейсмической энергии во времени на глубинах 0-50 и 100-250 км и противоположной картины в глубинах 50-100 км и 250-380 км, рассчитали вариант имитации коллизии, с плотностями континентальной коры равные 2875 кг/м^3 . Сравнения вариантов модели показывает, что при смене процесса субдукции коллизией напряжения в мантии чуть убавляется, а на месте контракции напряжения заметно увеличивается. Также увеличивается скорость горообразования. Поле скоростей почти не изменяется, если не считать, что в Ферганской впадине появляется тенденция к опускание земной коры. На основе созданной модели анализировано влияние глубоких и коровых землетрясений в зоне Памира-Гиндукуша на напряженное состояние коры Центральной Азии.

Литература

- 1 Литосфера Памира и Тянь Шаня. Ташкент, «Фан», 1982, 246 с.
- 2 Памир-Гималаи. Глубинное строение земной коры. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. М., «Наука», 1982, 179 с.
- 3 Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. М., «Наука», 1984, 157с.
- 4 Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975, v. 189, p. 419-426.
- 5 Negredo AM, Replumaz A., Villaseñor A., Guillot S. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir – Hindu Kush region, Earth and Planetary Science Letters, v. 259, Issues 1-2, 2007, p. 212-225.
- 6 Schneider F.M., Yuan X., Schurr B. Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir // Earth Planetary Science Letters. 2013, v. 375, p. 101–112.
- 7 Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. МГУ, 1995, 477 с.
- 8 Буртман В.С. Тянь Шань и Высокая Азия. М. ГЕОС, 2012. 187с.
- 9 Муминов М.Ю. Новая версия геодинамической модели Центральной Азии. Геология и минеральные ресурсы. 2017, №1, с.59-64.
- 10 Atabekov I.U., Earth Crust's stresses variation in Central Asian earthquake's region, J. Geodesy and Geodynamics. Volume 11, Issue 4, July 2020, p. 293-299 <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005>
- 11 Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. т.1, М. «Мир», 1983, 519 с.
- 12 Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмическо-го режима // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5.с. 3–9.
- 13 Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. В двух частях, М., «Мир», 1985, 731 с.
- 14 Бреббия К., Телес Ж., Вробел Л. Методы граничных элементов, М., «Мир», 1987, 524 с.
- 15 Luca Dal Zilio, Edi Kissling, Taras Gerya & Ylona van Dinther. Slab Rollback Orogeny model for the evolution of the Central Alps: Seismo-Thermo-Mechanical test (личная переписка).

КИНЕМАТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ КАЗАХСТАНА ПО GPS ИЗМЕРЕНИЯМ**Виляев А.В.***ДТОО «Институт ионосферы»,**АО «Национальный центр космических исследований и технологий», Алматы, Казахстан*

Введение. Территория Казахстана принадлежит к сложному в геодинамическом отношении Евразийскому континенту. Кинематика движений, горообразование и сейсмичность континента, обусловлена взаимодействием крупных литосферных плит: Восточно-Европейской, Аравийской, Индостанской, Западно-Сибирской и др. (рис. 1). С позиций глобальной тектоники движение пород земной коры происходит в результате взаимодействия литосферных плит, гравитационной ротации и различных физико-химических процессов. Неоднородность геодинамических движений приводит к накоплению критических деформаций и напряжений земной коры. Систематические GPS измерения позволяют количественно определить параметры геодинамических движений. В этой связи, актуальность спутникового GPS мониторинга обусловлена возможностью оценки готовности геологической среды к сейсмическому событию, что отличает этот метод прогнозных исследований от поиска возможных предвестников.

Исследования новейших и современных геодинамических движений в Центральной Азии и прилегающих территориях отражены в публикациях Gang Zheng, Hua Wang, Yidong Lou, Ming Hao, Yuhang Li, В.И. Уломова, В.К. Кучай, Г.М. Стеблова, М.Г. Когана, Ю.А. Трапезникова, Ф.Н. Юдахина, К.Е. Абдрахматова, В.И. Макарова, А.В. Зубовича, С.И. Кузикова, К.Н. Абдуллабекова, Д.Х. Якубова, А.Р. Ярмухамедова, Л.А. Хамидова, З.Ф. Шукурова, А.К. Курскеева, Ж.Ш. Жантаева, А.В. Тимуша, Ю.Г. Щербы, Е.Н. Нусипова и многих других ученых из научных центров различных стран мира.

Впервые изучение геодинамического состояния земной коры Казахстана на основании данных GPS началось в 1992 г. с выполнения международных проектов по созданию сети измерений в кыргызском и казахском Тянь-Шаньском регионе [1]. Ученые Института сейсмологии Кыргызстана, Института сейсмологии Казахстана, Института астрономии Узбекистана, а также сотрудники геодезических служб, установили первые 40 пунктов на территориях этих стран. Общее количество пунктов GPS измерений в Центральной Азии к 2004 г. превысило 400. Измерения проводились кампаниями ежегодно или раз в два года. В последнее время эпизодические наблюдения на этой сети прекращены.

Второй этап развития Казахстанского сегмента сети начался в 2005 г. и продолжается с участием ДТОО «Институт ионосферы» и АО «Институт сейсмологии» с установки 10 GPS станций непрерывного режима наблюдений в сейсмоопасном районе Юго-Восточного Казахстана. GPS станции расположены в 9-ти бальной сейсмической зоне в районе хребта Заилийский Алатау, а также в переходной области к асейсмичной части Казахского щита. Пункты совмещены с сетью сейсмостанций, что решает проблему охраны оборудования, энергообеспечения и передачи информации в центр приема и первичной обработки.

На третьем этапе развития GPS технологий с 2015 г. силами АО «НК «Қазақстан Ғарыш Сапары», АО «Leica Geosystem Kazakhstan», ТОО «GEOTRONICS» введена в эксплуатацию сеть высокоточной спутниковой навигации (СВСН РК) из 112 GPS станций.

Исходные данные. GPS станции непрерывного мониторинга СВСН РК покрывают 80% площади Казахстана и размещены в наиболее крупных городах, а также на некоторых нефтяных месторождениях. На примере Алматинского сейсмополигона была разработана методика мониторинга геодинамических процессов [2]. Алгоритм обработки предусматривает динамическое ежедневное обновление априорной информации с международных и локальных серверов. Полученные решения пакетом программ GAMIT/GLOBK [4,5] объединяются с решениями координат GPS пунктов для глобальной

сети IGS и совместно уравниваются. Основными выходными параметрами служат ежесуточные значения смещений по направлениям юг-север (SN), запад-восток (WE) и по вертикали (Up) в системе отсчёта координат ITRF2005, а также их временные ряды и вектора скоростей движений по тем же направлениям. Всего, после оценки представительности данных по каждой станции использованы измерения 350 станций в стиле кампаний (1995-2004 гг.) и 92 станции непрерывной записи (2009-2020 гг., 2015-2020 гг.).

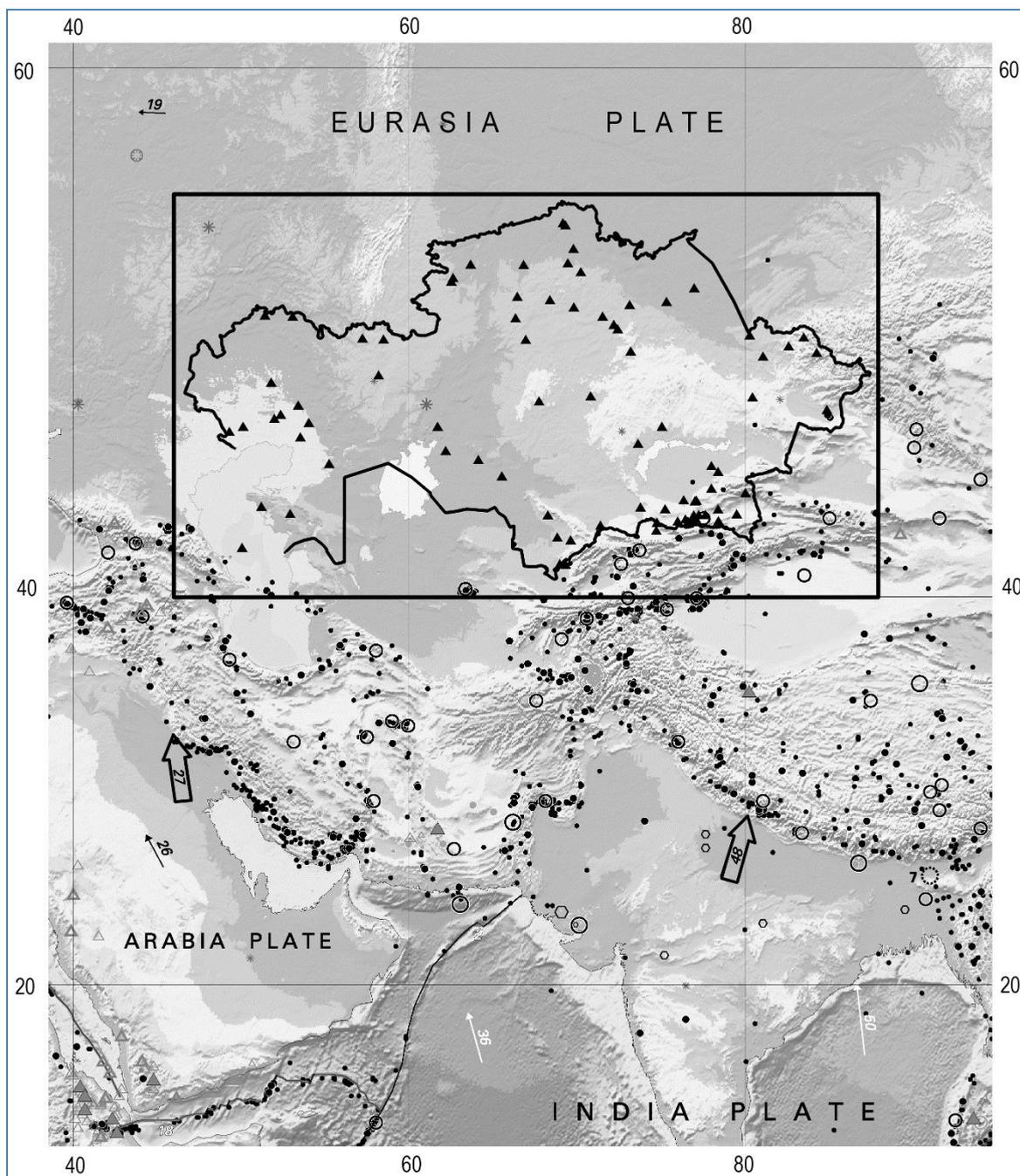


Рис. 1. Территория Казахстана с позиций глобальной тектоники [3]

Стрелки-вектора движений литосферных плит, круг – эпицентры сильнейших землетрясений, треугольник – перманентные GPS станции СВСН Казахстана, контур – область моделирования.

К исходным данным относятся также составленные карты скоростей современных движений земной поверхности (СДЗП) в пределах координат 46° – 88° в.д. и 40° – 56° с.ш..

Интерполяция выполнена kriging методом на регулярной сетке $\approx 20 \times 20$ км программным комплексом Surfer 13. Погрешности плановых измерений учитывались в выборе сечений изолиний карт скоростей. Средние значения точности GPS сетей глобальной (IGS), региональной (СВСН РК), локальной (Алматинский сейсмополигон) и сети первой очереди (1995-2004 гг. [1]) представлены в таблице 1.

Таблица 1 Среднеквадратические и медианные ошибки определения компонент скорости СДЗП различными GPS сетями

Тип погрешности	Направление	СВСН РК	Сейсмополигон	GPS [1]	IGS
		мм/год	мм/год	мм/год	мм/год
среднее значение	SN	0.648	0.344	0.464	0.225
	WE	0.739	0.355	7.205	0.254
	Up	2.542	1.320	-	0.935
медианное значение	SN	0.395	0.290	0.600	0.095
	WE	0.455	0.290	6.000	0.140
	Up	1.670	1.200	-	0.425

Основные результаты и обсуждение. На большей территории Казахстана в поле горизонтальных скоростей преобладает региональный фон, обусловленный стабильным положением Евразийского континента. В центральной части Казахстана в области сформировавшихся щитов молодых платформ (Северо-Балхашская ступень, Центрально-Казахстанский свод, Бетпак-Далинская ступень и др.) скорости горизонтальных перемещений убывают до фоновых значений от 1 мм/год до 2,5 мм/год с преимущественно северо-западным и западным направлением (Рис. 2).

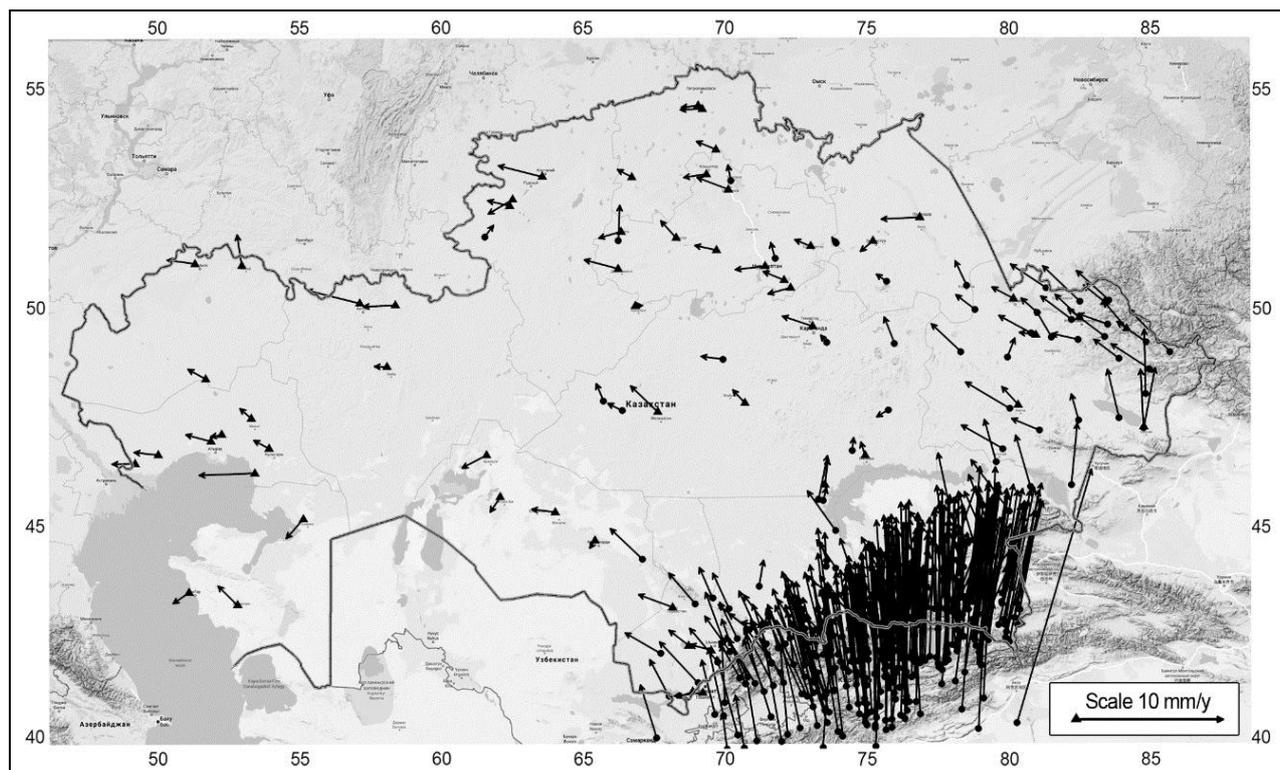


Рис. 2. Вектора горизонтальной скорости движения поверхности земной коры Казахстана (вектора с треугольным основанием – GPS станции непрерывных измерений СВСН РК, с основанием точка – режим измерений ежегодными кампаниями по [1])

Геоструктуры новейшего этапа развития Юго-Восточного и Восточного Казахстана (эпиplatformенные орогены Северного Тянь-Шаня, Кыргызский Алатау, Алтай, Тарбагатай, Кетмень и др.) характеризуются высокими значениями амплитуд скоростей (5÷19 мм/год) и высокими градиентами их изменения. При этом северное и северо-восточное направление векторов скоростей Юго-Восточного Казахстана определяется в большей степени воздействием Индостанской литосферной плиты. На южной границе Западно-Сибирской платформы в Восточном Казахстане (Алтай-Тарбагатайский ороген) происходит смена направления движения земной коры с северного и северо-восточного на западный (Рис.2).

Прикаспийская впадина, Мангышлак-Устюртское поднятие, Туранская платформа в южной и юго-западной части Казахстана находятся преимущественно в области тектонического воздействия Аравийской литосферной плиты. Однако имеющихся данных недостаточно для достоверной количественной оценки скоростей региона. Интерполяция поля скоростей на территорию Узбекистана показывает возрастание амплитуд с 3 мм/год до более 6 мм/год на широте 40° с.ш. (рис. 3).

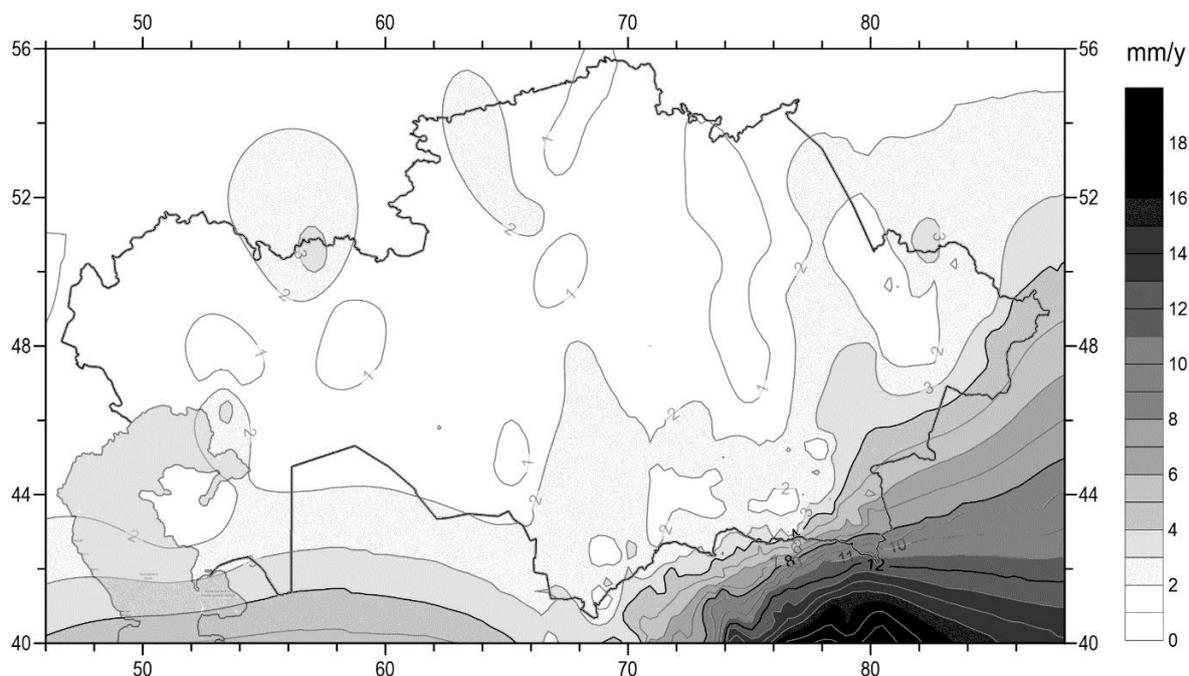


Рис. 3. Карта горизонтальной скорости движения земной поверхности Казахстана

Из факторов техногенного происхождения, следует отметить отрицательную аномалию по компоненте вертикальных скоростей движений до -2.5 мм/год для территории Тенгизского месторождения с интенсивной добычей углеводородного сырья.

На карте горизонтальных скоростей (Рис. 3) и на профилях компонент скорости, составленных в меридиональном и широтном простирании (Рис. 4А), наблюдается монотонное возрастание амплитуд движений с 2 мм/год с запада на восток от Прикаспийской впадины и с севера на юг от Западно-Сибирской платформы к эпиplatformенным орогенам Тянь-Шаня до 19 мм/год.

Отрицательные значения дивергенции векторного поля скоростей Северного Тянь-Шаня и западной Джунгарии (рис. 4В) коррелируют с мощностью земной коры (поверхность Мохоровичича), что указывает на возможное перемещение геологического материала и в вертикальном направлении под горные сооружения. Т.е. процесс взаимодействия литосферных плит формирует также вертикальную структуру геосреды. Смена знака ротора поля скоростей по профилям (рис. 4С) при переходе от платформенных территорий Казахстана к орогенам отражает процесс изменения направления вращения блоков земной коры от левостороннего на западе к правостороннему на востоке. При этом тенденция увеличения мощности земной коры в вертикальном направлении сохраняется.

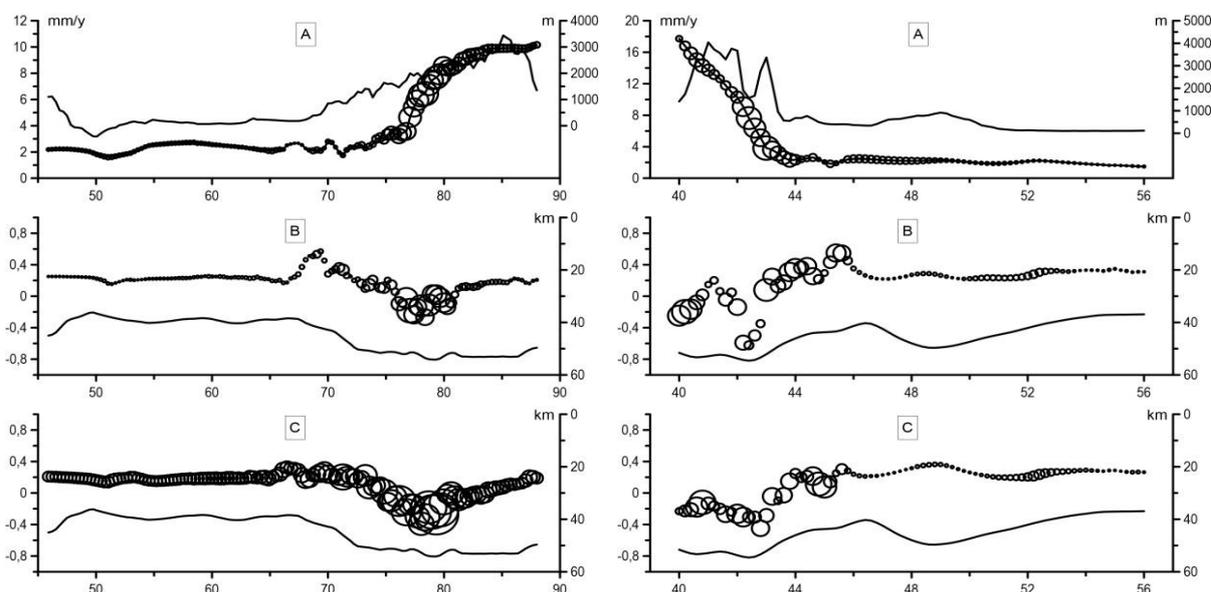


Рис. 4. Профили компонент скорости горизонтальных движений земной коры Казахстана

Обозначения: слева по параллели 43° с.ш.; справа – по меридиану 77° в.д.; ось x – географические градусы по простираанию профиля; А: сплошная линия – современный рельеф (шкала справа), окружности – вероятностные эллипсы определения горизонтальной скорости (мм/год) по профилю в диапазоне ± 50 км; В: сплошная линия – мощность земной коры (км, шкала справа), окружности – нормированная дивергенция поля скоростей по профилю шириной ± 50 км; С: сплошная линия – то же как В, окружности – нормированный ротор поля скоростей по профилю в диапазоне ± 50 км.

Благодарности. Автор выражает признательность руководителям и коллегам АО «НК «Қазақстан Ғарыш Сапары», АО «Leica Geosystem Kazakhstan», ТОО «GEOTRONICS», АО «Институт сейсмологии» МОН РК за предоставленные RINEX файлы непрерывных измерений на ведомственных GPS станциях. Автор искренне благодарен А.В.Зубовичу за дополнительные данные [1], расширяющие территорию исследований за пределы государственных границ Казахстана.

Работа выполнена по проекту «Исследование современных геодинамических процессов земной коры Казахстана». Номер госрегистрации 0118PK00794. Исполнитель: ДТОО «Институт ионосферы» АО «Национальный центр космических исследований и технологий», научный руководитель Виляев А.В.

Литература

- 1 Zubovich, A. V., et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*. 2010. 29. TC6014, doi:10.1029/2010TC002772
- 2 Vilayev A.V., Zhantayev Zh.Sh., Bibosinov A.Zh. Monitoring crustal movements in northern Tianshan Mountain based on GPS technology // *Geodesy and Geodynamics*, V.8, Issue 3, (2017), 155-159 <http://dx.doi.org/10.1016/j.geog.2017.03.006>
- 3 Tom Simkin, Robert I. Tilling et.all // *This Dynamic Planet, World Map of Volcanoes, Earthquakes, Impact Craters, and Plate Tectonics*, 1994.
- 4 Herring T. A., King R. W., McClusky S. C. GAMIT GPS Analysis at MIT Version 10.4 // Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 2010A. – 162 p.
- 5 Herring T. A., King R. W., McClusky S. C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program Version 10.4 // Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 2010B. – 90 p.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОНАХ

Нурматов У.А., Садыков Ю.М., Юсупджанова У.А.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан

В настоящее время достаточно надежно установлено, что основная масса землетрясений проявляется в зонах разломов являющихся границей разномасштабных тектонических структур. Утверждается что, напряжения накапливаются в блоках земной коры, а их разрядка происходит в податливых участках блока и зонах разломов [1,2]. Установлено, что тектонические структуры имеют иерархическую структуру и спектр характерных размеров в этой иерархии достаточно широкий – от нескольких миллиметров до нескольких тысяч километров [3]. Известно, что образование структур различного масштабного уровня является следствием деформирования и разрушения массивов горных пород, под действием внешних воздействий и, в первую очередь, зависит от величины действующих напряжений и от его масштаба. Следовательно, в реальной геологической среде возникает сложное и меняющееся во времени поле напряжений [4]. Современная сейсмичность сейсмоактивных территорий полностью определяется геодинамическим состоянием и характерными размерами тектонических структур. В работе [5] на основе анализа разломной тектоники и пространственного распределения сильных и сильнейших землетрясений в пределах Центральной Азии были выделены 9 микроплит различной размерности, занимающие определенное пространственное положение относительно действующих внешних усилий со стороны Индийской плиты. Установлено, что большая часть сил внешнего воздействия в пределах микроплит Северного Тянь-Шаня высвобождается в ее граничных зонах. В отличие от этого в микроплитах Западного Тянь-Шаня большая часть сейсмогенной энергии высвобождается во внутренних разломных зонах (сейсмогенных зонах), масштабный уровень которых выше, чем разломы граничащие микроплиты.

С целью изучения напряжено-деформированного состояния в пределах геодинамических блоков следующего уровня (ранга) были изучены особенности пространственно-временного распределения землетрясений в пределах блоков разграниченных сейсмогенными зонами внутри микроплит. В результате проведенных исследований была установлена, что сейсмические события разных бортов единого блока взаимообусловлены и вызываются единым полем напряжений. Однако характерное время в каждом периоде сейсмической активизации изменяется в широких пределах. Это свидетельствует о наличии нескольких источников напряженности [6,7].

Полученные результаты показывают, что напряженно-деформированное состояние более крупных тектонических структур можно оценить путем изучения распределения сильных и сильнейших землетрясений региона. Однако намного сложнее обстоит дело, когда речь идет о структурах меньшего размера. Поскольку статистика сильных землетрясений для оценки их напряженного состояния недостаточна, приходится воспользоваться результатами изучения слабой сейсмичности. Для достоверной оценки напряженно-деформированного состояния сейсмогенных зон и отдельных тектонических структур, соизмеримых по размеру с очаговой зоной единичных землетрясений требуется тщательно анализировать пространственно-временную динамику слабой сейсмичности с учетом глубины очага на основе достаточно полного, представительного каталога землетрясений.

Исследования очаговых зон сильных землетрясений возникших в сейсмогенных зонах Узбекистана с составлением их качественных сеймотектонических моделей, проведенные О.Р.Ибрагимовым [8], показали, что каждое землетрясение в зависимости от реальной геодинамической обстановки возникает по индивидуальной модели. Установлено, что в

большинстве случаев определяющую роль при возникновении землетрясений играет напряженно-деформированное состояние мобильных блоков земной коры [8]. Исходя из этого, для решения практических вопросов оценки опасности важно изучить внутреннюю структурную организацию сейсмогенных зон, и определить участки, которые еще не проявили себя землетрясениями. А для понимания динамики сеймотектонического процесса в пределах сейсмогенных зон важно исследовать особенностей проявления землетрясений во времени, в пространстве и по глубине. Специальные исследования, проведенные для изучения динамики сейсмического процесса в Ташкентско-Пскемской сейсмогенной зоне Узбекистана, с привлечением для анализа относительно слабых событий показали достаточную сложность характера пространственно-временного распределения землетрясений. В то же время в период возникновения сильного землетрясения в зоне отчетливо проявляется усиление слабой сейсмичности по всей протяженности сейсмогенной зоны [6]. Это свидетельствует о том, масштабы сил вызывающие усиление сейсмичности сейсмогенной зоны в целом намного больше, чем масштабы сил, готовившие сильное землетрясение. В этой связи в зависимости от реальных геодинамических условий каждая структура сейсмогенной зоны индивидуально реагирует на общий процесс сейсмической активизации структур низших рангов, которая проявляется усилением слабой сейсмичности по всей зоне.

Возникает вопрос: характерно ли одновременная активизация слабой сейсмичности всем сейсмогенным зонам, т.е. все разломные зоны активизируется как единое целое в едином акте сейсмической активизации или существуют участки, которые работают индивидуально?

С целью получения ответа на поставленный вопрос была изучена пространственно-временная динамика сейсмичности в пределах более активной сейсмогенной зоны. Для этого в качестве пространственной основы была выбрана активная Южно-Ферганская сейсмогенная зона. В качестве исходных данных сейсмичности были использованы «Оперативные бюллетени землетрясений КОМЭ ИС АН РУз и Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз (2018-2017 гг.) [9]. Следует отметить, что представительность слабых землетрясений за разные периоды времени не одинаковы. Наиболее достоверные и полные информации для отдельных сейсмогенных зон имеются за последние годы. В этой связи более детально рассмотрены отдельные характерные периоды. В первом случае для анализа пространственно-временного распределения землетрясений Южно-Ферганской сейсмогенной зоны был выбран период 2010-2014 гг. Выбор для анализа этого периода важен и по тому, что в 2011 году 20.07 в сейсмогенной зоне произошло Канское землетрясение с $M=6.3$, глубиной очага $H=15$ км. Были составлены поквартальные карты эпицентров распределения землетрясений по всей протяженности сейсмогенной зоны. Кроме того построены графики последовательности возникновения землетрясений как по протяженности сейсмогенной зоны так и по глубине очагов. Анализ показал, что статистика землетрясений за 2010 год достаточно скудна (4 слабых землетрясений за квартал в 500 км зоне) и составленные графики оказались не выразительными. За этот год значимого усиления слабой сейсмичности в районе возникновения Канского землетрясения не наблюдалось. В первом квартале 2011 года в восточной половине зоны возникло 10 землетрясений. Глубина очагов возникших землетрясений варьировались в пределах от 5 до 10 км. В последовательности возникновения заслуживающее внимание особенности не наблюдались (Рис.1), все землетрясения возникали хаотично. На Рис.2 приведена карта эпицентров землетрясений исследуемой сейсмогенной зоны за II-ой квартал 2011 г. Как видно из рисунка общее количество землетрясений, возникшие в сейсмогенной зоне, значительно возросло. И глубина очагов опустилась до 20 км. В последовательности возникновения землетрясений определенной последовательности не наблюдается. Землетрясения возникают хаотично- то в одном краю, то в другом, то в центральной части. Это свидетельствует о том, что зона по всей протяженности находится в одинаковых условиях напряженности.

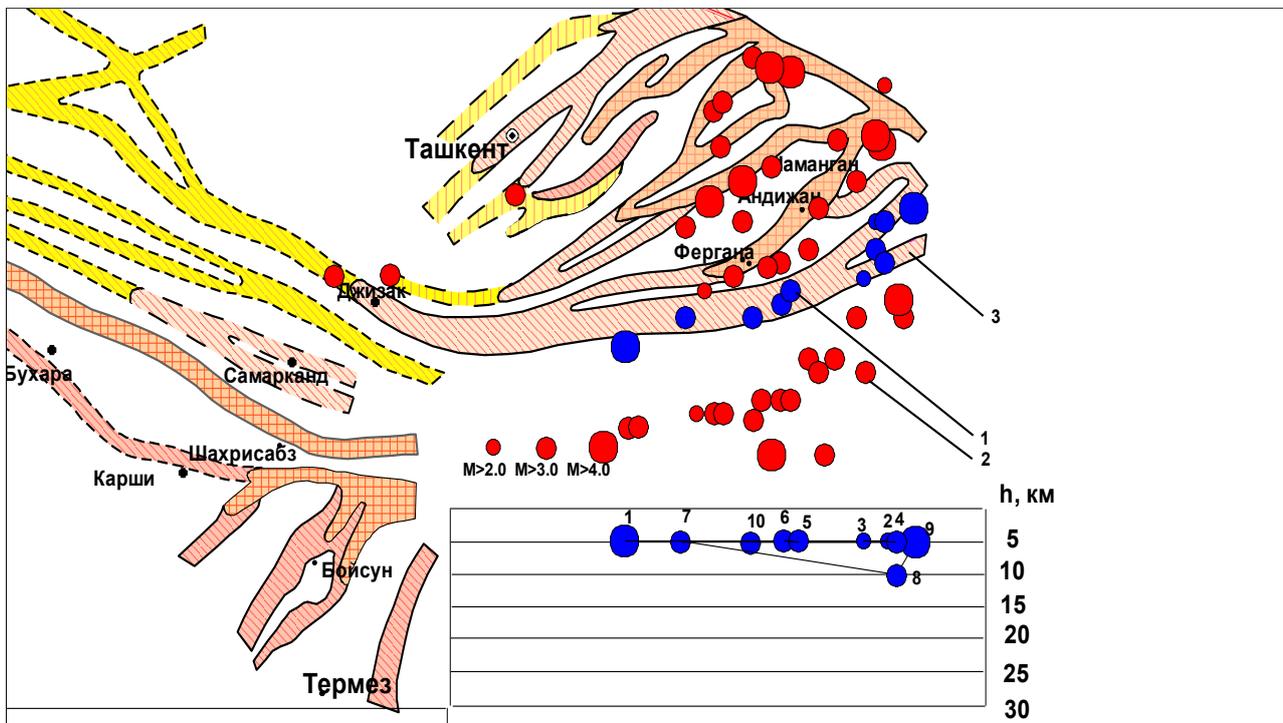


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за I-й кв. 2011 г.

1 – эпицентры землетрясений Южно-Ферганской сейсмогенной зоны за 1 кв.2011 г.; 2 – эпицентры землетрясений возникшие в других сейсмогенных зонах; 3 – сейсмогенные зоны

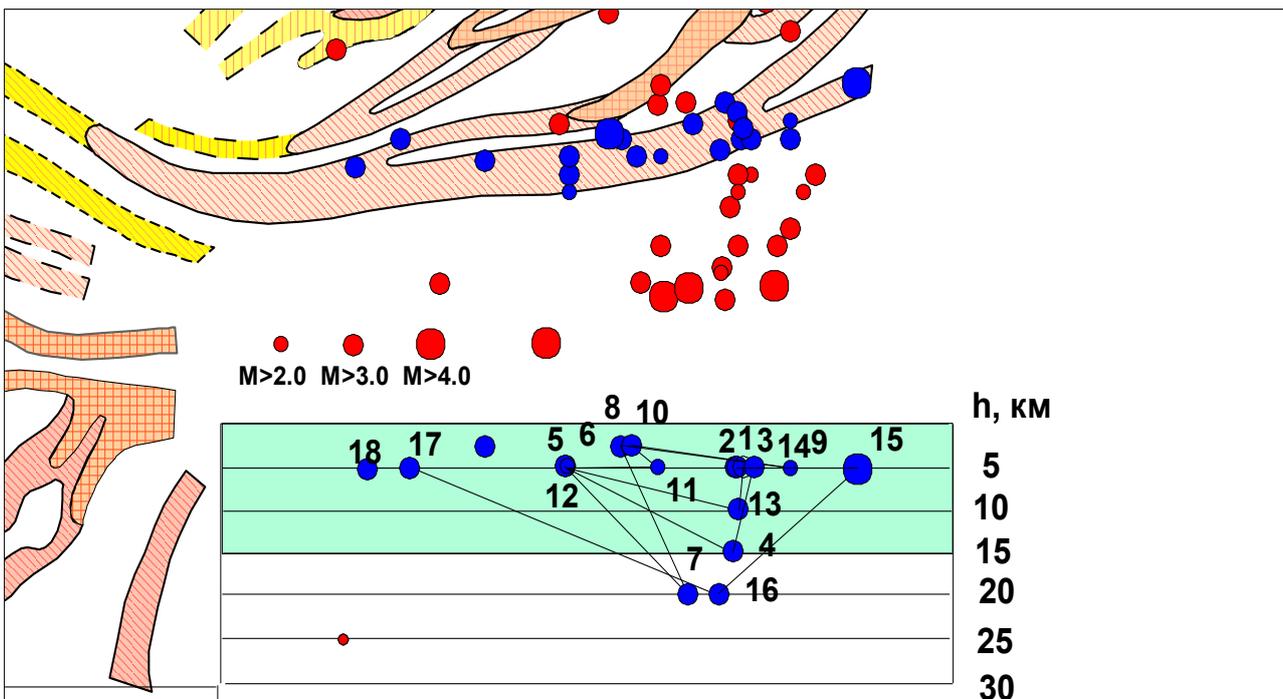


Рис. 2. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за II-й кв.2011 г. Условные обозначения см. Рис.1.

На Рис.3 приведена карта эпицентров землетрясений той же сейсмогенной зоны за III-й квартал 2011 г. В центральной части сейсмогенной зоны 20 июля возникло сильное Канское землетрясение с $M=6.3$. Как видно из рисунка значимого увеличения количества

слабых землетрясений, являвшиеся как бы предвестником сейсмической активизации зоны, не наблюдается. Основная масса землетрясений произошли на глубине до 15 км.

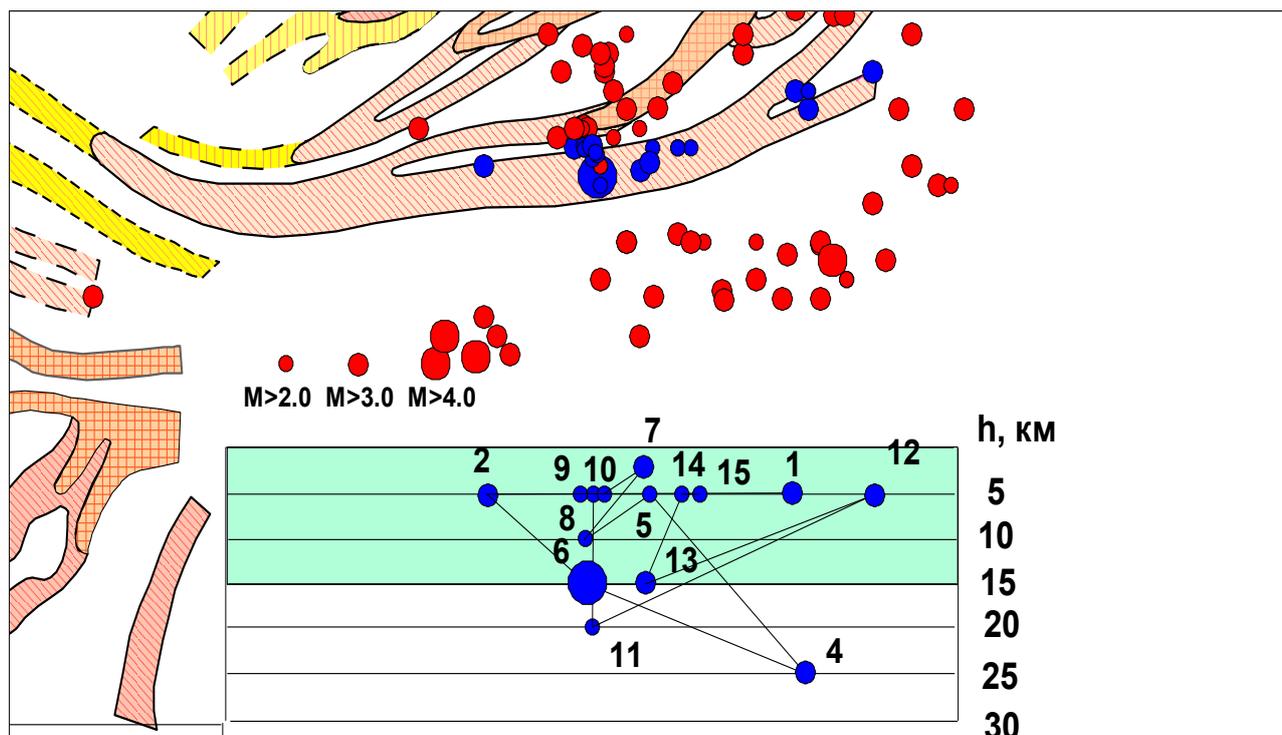


Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за III-й кв.2011 г. Условные обозначения см. Рис.1.

Наблюдается единичные землетрясения с глубиной очага до 25 км. В течение IV-го квартала в пределах зон возникло всего два события с $M=2.5$. Аналогичное затишье сейсмогенной зоны наблюдалось в течение I-го и II-го кварталов 2012 г. Только лишь в III-ем квартале наблюдалось некоторое увеличение сейсмичности верхней 10 километровой части зоны (Рис.4).

Таким образом, в период возникновения Канского землетрясения наблюдалось некоторое увеличение слабой сейсмичности по всей протяженности сейсмогенной зоны. После сильного землетрясения уровень сейсмичности значительно снизился. Средняя глубина очагов возникших землетрясений от 5-10 км в первом квартале достигло 20-25 км в третьем.

Рассмотрим теперь период, когда в сейсмогенной зоне не происходило сильное землетрясение. В качестве временного интервала были выбраны I-IV кварталы 2017 г. Также были составлены карты эпицентров землетрясений Южно-Ферганской сейсмогенной зоны с привязкой графиков распределения по глубине с указанием их последовательности возникновения. На Рис.5 приведена карта эпицентров землетрясений Южно-Ферганской сейсмогенной зоны за I-й квартал 2017 год. Как видно из рисунка, количество землетрясений, возникшие за этот период значительно больше, чем в 2010-2012 гг. Рост количества землетрясений за это период помимо повышения уровня сейсмичности, по всей видимости, в определенной степени, связано с обновлением аппаратной базы сейсмических станций и применением для обработки данных новую методику. Как видим из рисунка количество землетрясений, возникшее в сейсмогенной зоне за квартал, доходило до 24. Характерным является то, что активизация начиналась с глубинных (20-30 км) слоев и постепенно перемещался к верхним слоям (от 5-15 км).

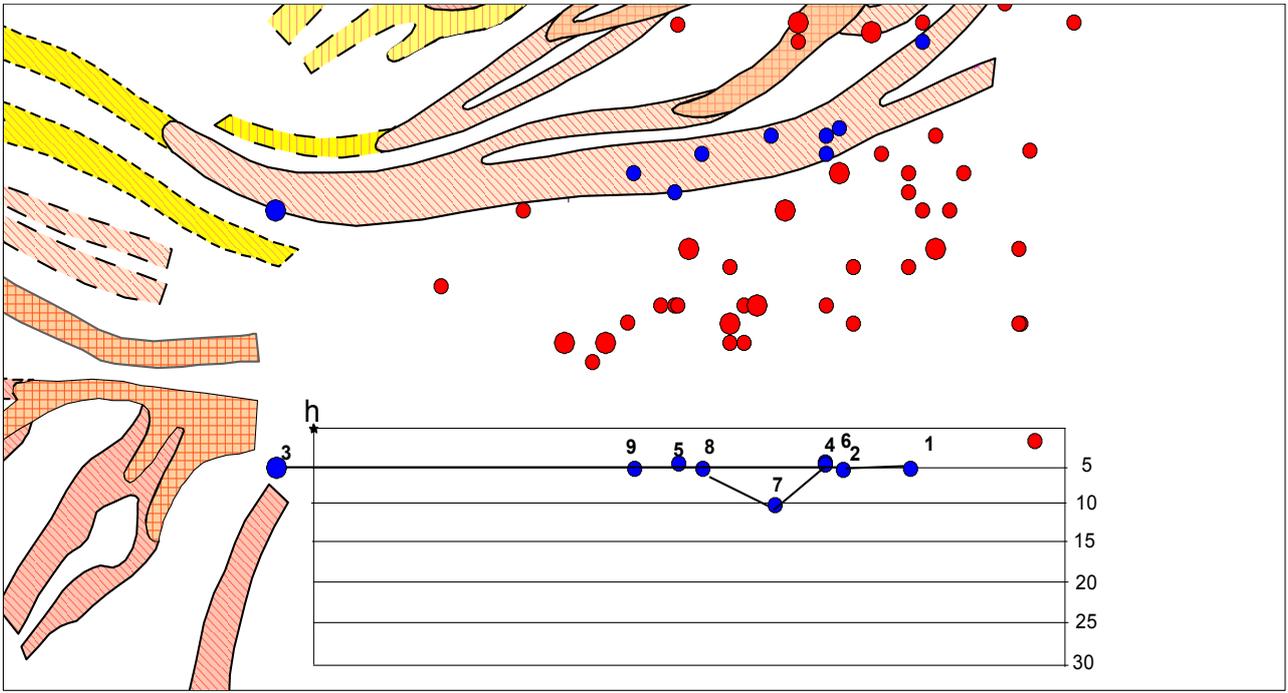


Рис. 4. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за III-й кв.2012 г. Условные обозначения см. Рис.1.

Другой особенностью является то, что в течение квартала сейсмогенная зона активизировалась по всей 350 км-ой длине. Если считать, что три из происшедших землетрясений имеют силу $M > 4.0$ и расстояния между ними 85-100 км, то с достаточной уверенностью можно утверждать, что активизировались отдельные очаговые зоны. Это еще раз свидетельствует о том, что сейсмогенная зона по всей протяженности находится в напряженном состоянии.

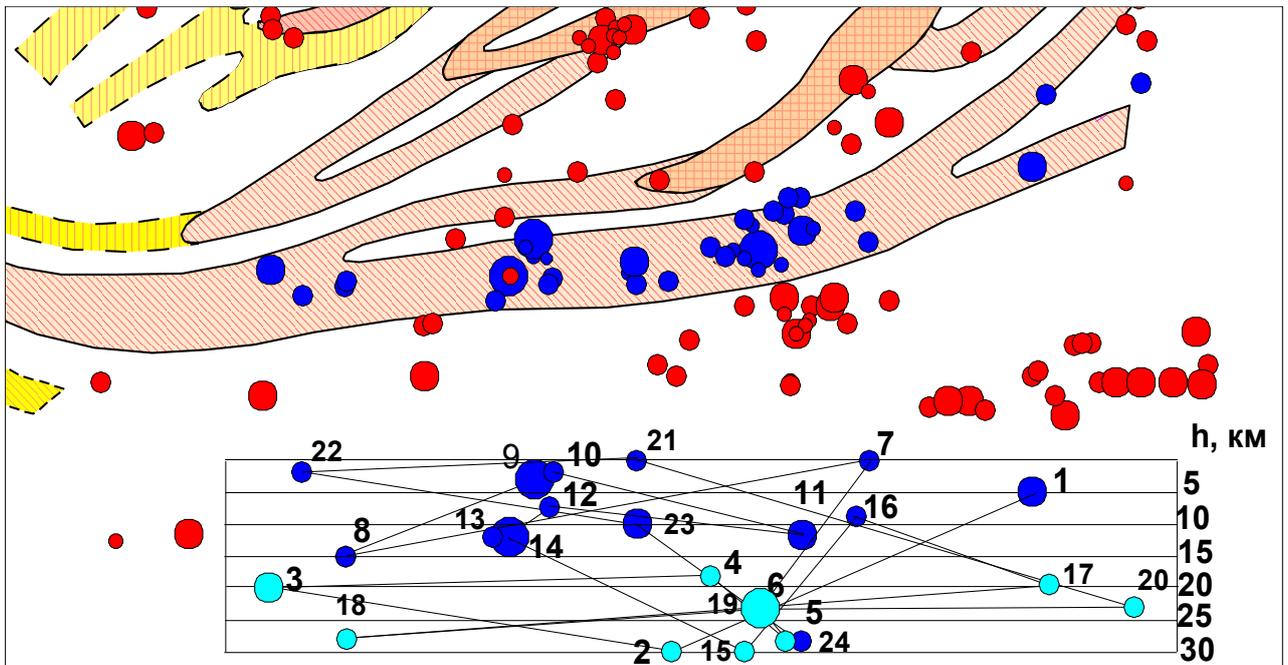


Рис. 5. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за I-й кв.2017 г. Условные обозначения см. Рис.1.

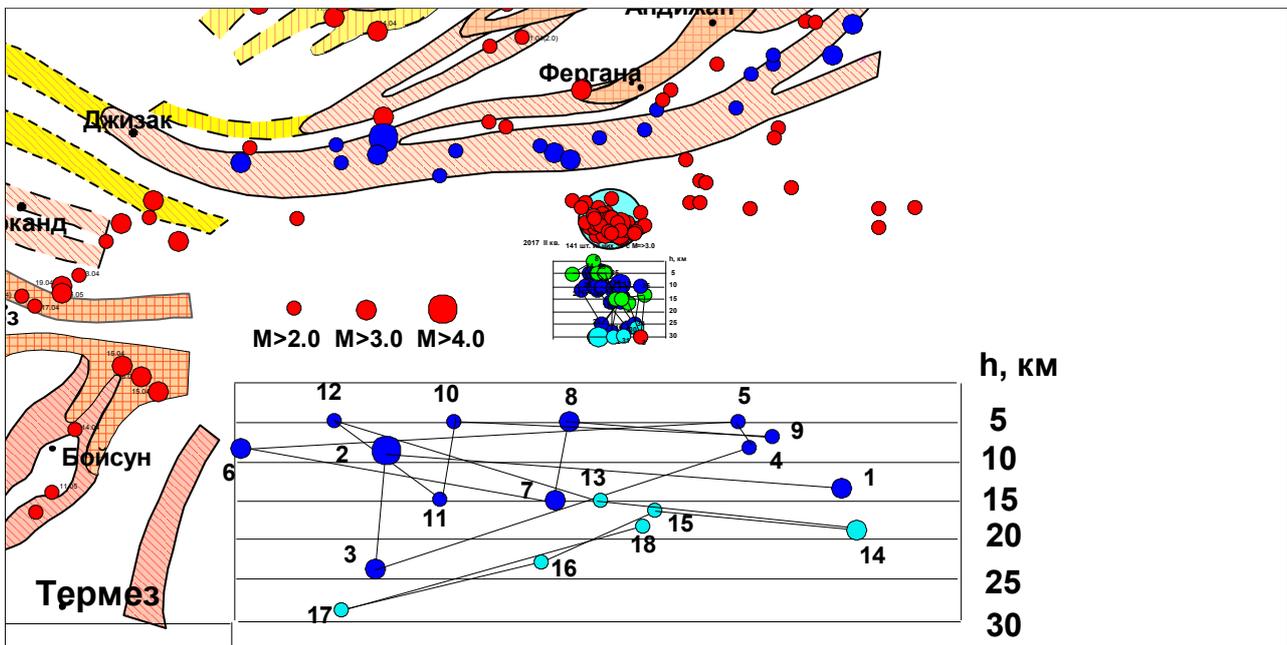


Рис. 6. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за II-й кв.2017 г. Условные обозначения см. Рис.1.

На Рис.6 приведена карта эпицентров землетрясений за II-й квартал 2017 г. Во втором квартале продолжалась активизация верхних слоев (до 15 км), которая в конце квартала перешла на более глубокие слои (до 30 км.). В третьем квартале в основном сохранилась активизация нижних слоев. Эпизодически единичные слабые (с $M=2.5$) землетрясения происходили и в верхних слоях сейсмогенной зоны (Рис.7).

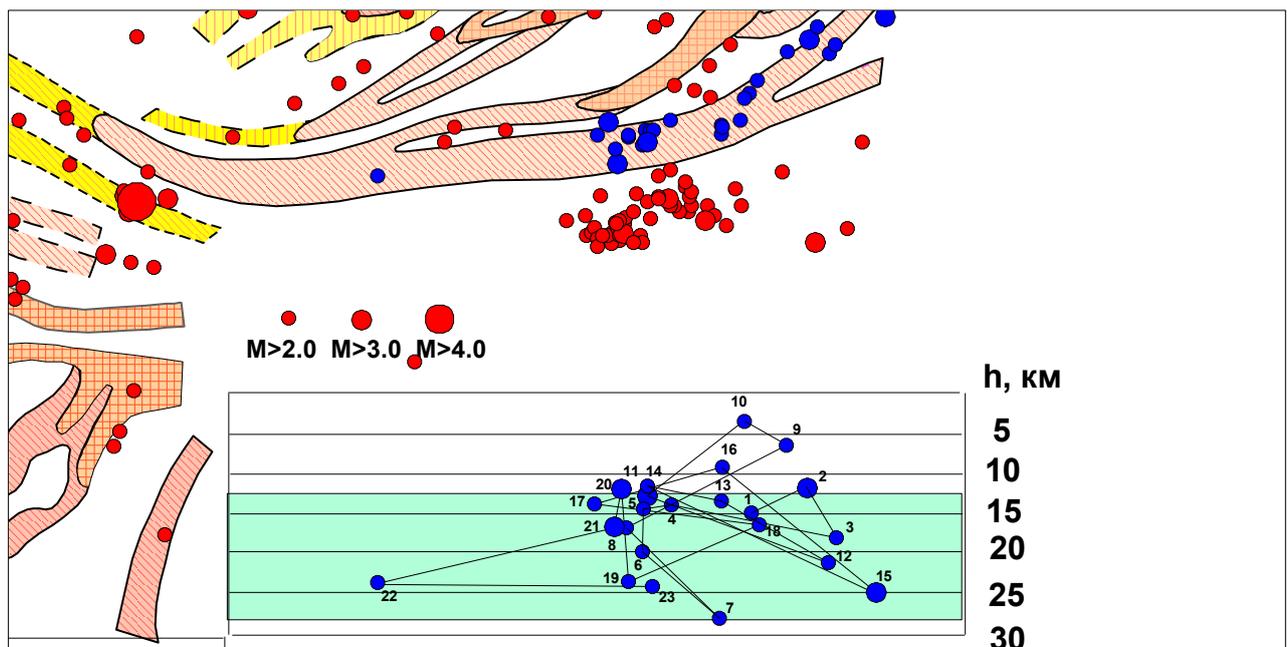


Рис. 7. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за III-й кв.2017 г. Условные обозначения см. Рис.1.

В четвертом квартале активизация сейсмичности переходит к верхним слоям сейсмогенной зоны (Рис.8). Следует отметить, что во всех рассмотренных случаях в последовательности возникновения землетрясений, кроме дифференциации очагов по

глубине других особенностей не наблюдается. Во всех графиках явно проявляется хаотический характер распределения эпицентров по всей протяженности сейсмогенной зоны.

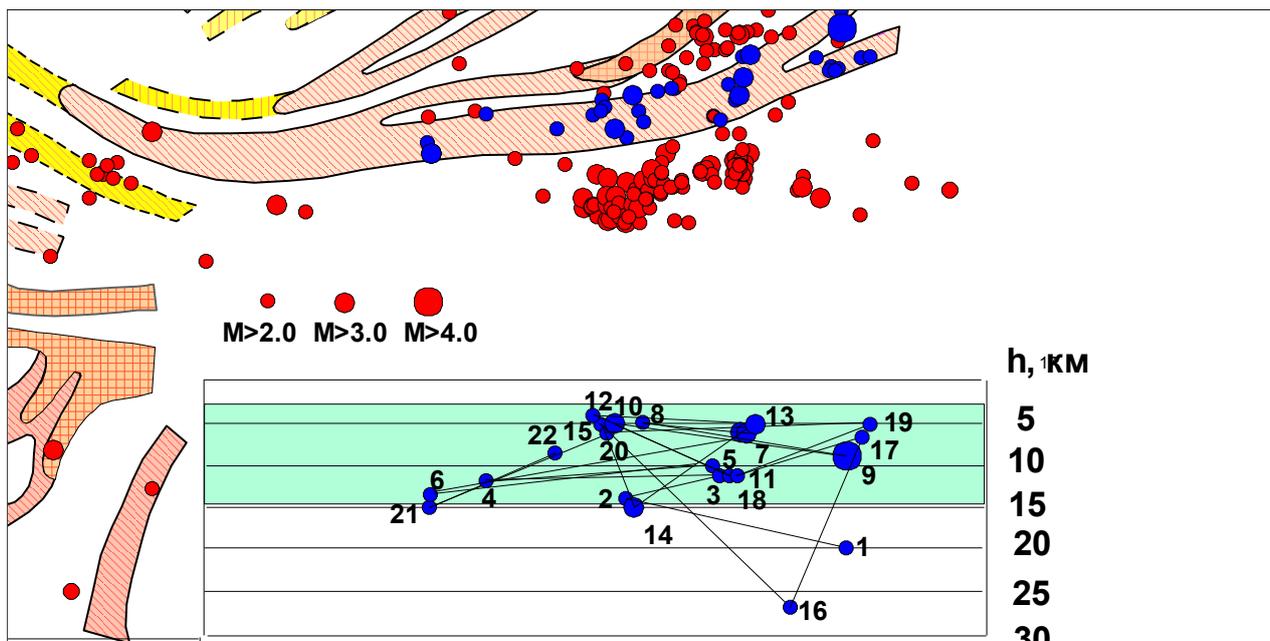


Рис. 8. Распределение эпицентров землетрясений Южно-Ферганской зоны за IV-й кв.2017. Условные обозначения см. Рис.1.

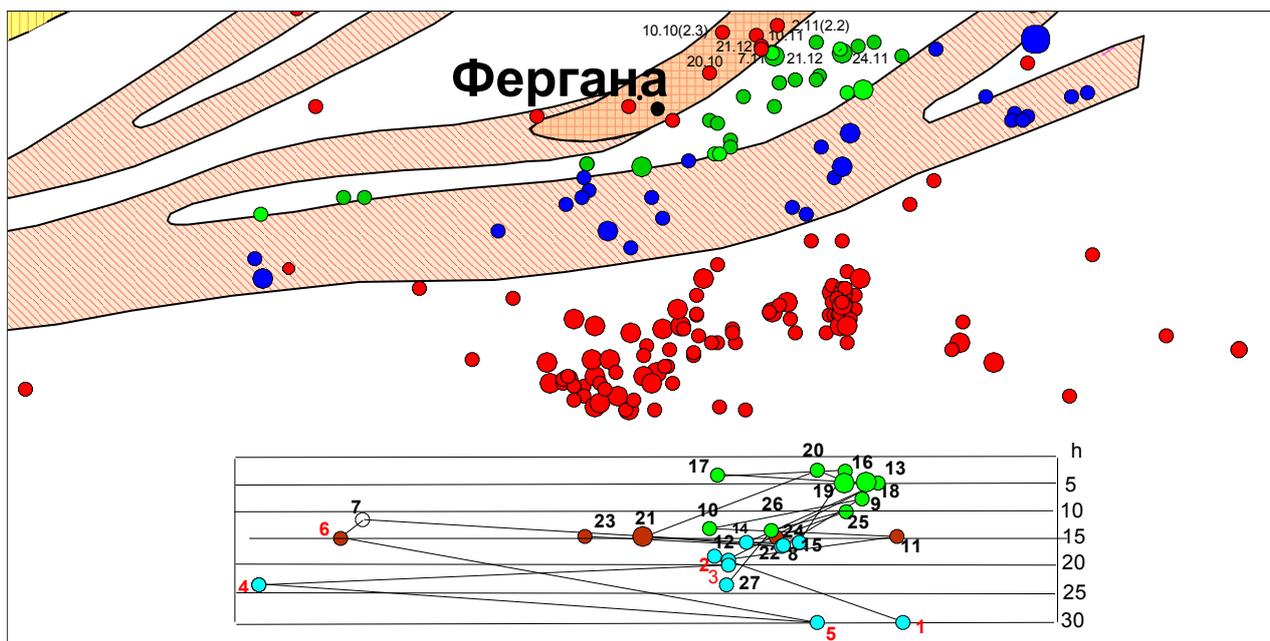


Рис. 9. Распределение эпицентров землетрясений в между Южно-Ферганской и Андижанской сейсмогенными зонами за IV-й кв.2017. Условные обозначения см. Рис.1.

Рассмотрим теперь ситуацию в межразломном (в блоке между сейсмогенными зонами) пространстве в период активизации сейсмичности в сейсмогенной зоне. В качестве примера на Рис.9 приведена карта эпицентров землетрясений в блоке между Южно-Ферганским и Андижанским сейсмогенными зонами.

В IV-ом квартале в Южно-Ферганской сейсмогенной зоне основная масса землетрясений произошла на глубине от 5 до 15 км. В межсейсмогенном блоке сначала активизировались нижние слои (от 15 до 30 км), а затем активизация перешла на верхние (от 5 до 15 км).

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что напряженное состояние как сейсмогенных зон, так и межсейсмогенных блоков земной коры изменяется волнообразно. Амплитуда волны, по всей видимости, соизмерима с максимальной глубиной сейсмогенного слоя. Активизация сейсмичности проявляется по всей длине сейсмогенной зоны. Судя по одновременной активизации сейсмогенной зоны характерные размеры процессов вызывающие напряженное состояние намного больше, чем размеры сейсмогенных зон и их совокупность.

Судя по характеру проявления землетрясений напряженное состояние в сейсмогенной зоне и межсейсмогенном блоке имеет определенную последовательность. На первый взгляд, кажется, что существует определенная направленность в перемещении активности в разных глубинах земной коры.

Работа выполнена в рамках фундаментального гранта № ФА-Ф-8-006.

Литература

- 1 Губин И.Е. Закон сейсмоструктуры Губина. Открытие в СССР. М.:ВНИИПИ, 1986. С.27-29.
- 2 Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.:Недра.1980. 173 с.
- 3 Садовский М.А. О кусковатости горных пород. ДАН, 1979, т.247, № 4. С.829-831.
- 4 Николаев П.Н. Опыт составления ранговых карт неотектонических движений Кавказа. Из.выс.уч.зав сер. Геология и разведка, 1979, №5. С.35-42.
- 5 Нурматов У.А., Ибрагимов Р.Н. Динамика сейсмичности в сейсмогенных зонах Узбекистана /Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений. Ташкент: Институт сейсмологии АН РУз, 2004. С.224-232.
- 6 Нурматов У.А., Юсупджанова У.А. Особенности проявления землетрясений в Южно-Ферганской и Бесапано-Северо-Кульджуктау-Туркестанской сейсмогенных зонах. Доклады международной конференции Актуальные проблемы сейсмологии. Ташкент, октябрь 2016, с. 433-440.
- 7 Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. // Ташкент. Гидроингео. 2002. 132.с.
- 8 Ибрагимов О.Р., Ибрагимов Р.Н. Очаговая сейсмичность. Вест.ТашГУ, Ташкент, 2004. С.55-65.
- 9 «Оперативные бюллетени землетрясений КОМЭ ИС АН РУз и Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз (2018-2017 гг.). Фонды ИС АН РУз.

УДК 551.24

РОЛЬ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА ЧЕРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ КАВКАЗА

Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е.
Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Рельеф южного склона Северо-Западного Кавказа, а также дна прилегающей к нему акватории Черного моря обусловлен различными факторами, включая особенности геологического строения, тектонических движений, а также колебаний уровня моря. Рельеф дна в целом имеет достаточно простое строение и включает такие общие для всего северо-

восточного побережья Черного моря черты как узкий шельф и крутой континентальный склон.

Однако некоторые участки побережья сильно выделяются по своим геолого-геоморфологическим характеристикам, так как на их строение и морфологию оказали воздействие высокоэнергетические сейсмические события недавнего геологического прошлого, сопровождавшиеся образованием крупных сейсмогравитационных структур на южном склоне Северо-Западного Кавказа с выбросом их в прилегающую акваторию. Одним из таких районов является участок Черноморского побережья от г. Анапы до г. Новороссийска.

Исследования, представленные в данной работе, проводились авторами в 2014-2015 гг. на участке Черноморского побережья между г. Анапой и г. Новороссийском, включая м. Утриш и п-ов Малый Утриш, где южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся максимальной сеймотектонической переработке [1 – 3, 6]. В ходе проведения были выявлены и закартированы как крупные сейсмогравитационные образования, так и отдельные первичные сейсмодислокации и небольшие блоковые оползни.

Для изучения рельефа дна использовались батиметрические карты, составленные по данным сонарных наблюдений, что позволило установить его основные морфологические и морфометрические параметры в зоне распространения сейсмогравитационных структур.

Наиболее крупными являются три сейсмогравитационных оползня: Большой Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный. Размеры Большого Утришского оползня: длина – 3,3 км, ширина – 3,1 км. Подводная граница расположена в 1,3–1,7 км от берега. Малый Утришский оползень: длина – 5,1 км при максимальной ширине 3,6 км, подводная граница – 2–2,2 км от берега. Между ними в районе так называемых лагун расположен еще один оползень. Его ширина 3,3 км, длина – 3,5 км. Подводная граница – 1,6–2 км от берега. Амплитуда высот у всех обвальнo-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть).

В пределах суши сейсмогравитационные формы характеризуются типичным для подобных образований бугристым оползневым рельефом с выраженными стенками срыва, цирками, террасами и отдельными сеймотектоническими отторженцами [2].

Значительная часть оползневых тел продолжается в море, образуя крупные формы рельефа, прослеживающиеся до глубины 50 м. Все они располагаются в пределах шельфа, ширина которого в исследуемом районе изменяется от 11 км в северо-западной части до 5 км в юго-восточной и ограничивается изобатой 100 м.

Наиболее отчетливо выделяются в рельефе дна подводные продолжения сейсмогравитационных образований Большого и Малого Утриша. Они представляют собой веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа, состоящие из хаотичного нагромождения глыб сейсмогравитационных отложений. По форме они достаточно симметричны относительно направления движения оползня.

В то же время подводная часть Лагунного оползня более сглажена и слабо расчленена, в отличие от оползней Большого и Малого Утриша. Также здесь наблюдается отчетливая ступень на глубине около 9 м, а затем 19 м. Схемы Лагунного оползня (1) и оползня Малого Утриша (2) показаны на рисунке.

Аналогичные черты имеют и подводные продолжения других крупных сейсмогравитационных структур, расположенных к юго-востоку данного участка побережья [3, 6]. Причем часть из них еще более сглажена и переработана морем, несмотря на то, что на суше морфологические признаки этих оползней выражены отчетливо. Это позволяет предположить разный возраст данных образований, а также многоэтапность их формирования и возможное омоложение в результате позднейших сейсмических событий.

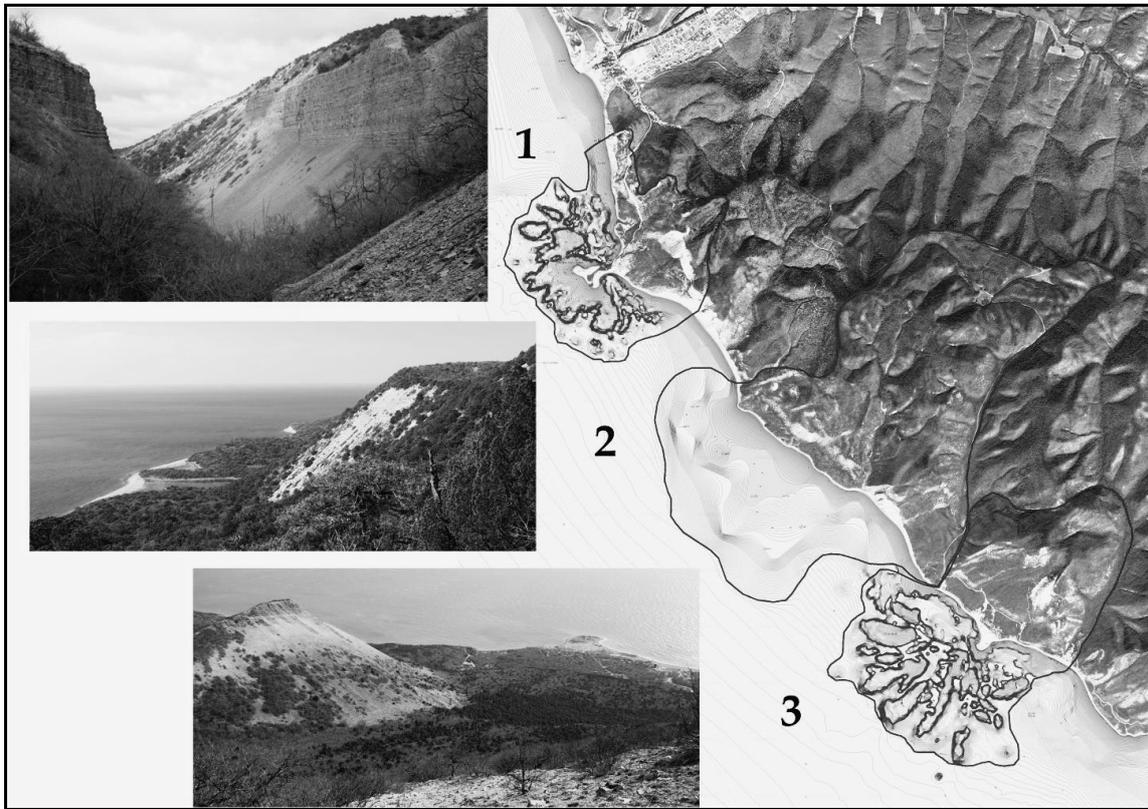


Рис. 1. Крупнейшие сейсмогравитационные формы района исследований
Оползни: Большого Утриша (1), Лагунный (2), Малого Утриша (3)

В целом вопрос о точном возрасте данных структур остается открытым, однако изучение некоторых морфологических и морфометрических признаков сейсмогравитационных форм рельефа суши и дна прилегающей акватории, а также литературных данных, в том числе исторических и археологических позволили авторам сделать некоторые предварительные выводы. Так, можно уверенно утверждать, что в основной массе сейсмодислокации и сейсμοдеформации Анапско-Новороссийского района намного моложе аналогичных форм на других участках Черноморского побережья. Они отличаются свежестью форм и почти не затронуты новыми процессами рельефообразования, а также нигде не перекрываются отложениями древнее современных пойменных и пляжевых осадков. Верхний предел возраста дислокаций определяется отсутствием в области их развития голоценовой новочерноморской террасы, а также тем, что бугристо-западинный рельеф современного подводного склона сохранился, начиная с глубин 3–4 м, т.е. непосредственно ниже зоны современной волновой абразии. Однако это утверждение справедливо для наиболее молодых сейсмогравитационных структур или их отдельных омоложенных частей, к которым относятся, прежде всего, оползни Большого и Малого Утриша. Их подводные части не несут на себе следов воздействия даже фанагорийской регрессии, максимум которой приходится на середину первого тысячелетия до н.э. В тоже время отчетливые ступени на глубине 9–10 м шириной от 200 до 600 м на подводных продолжениях нескольких оползней, в том числе описанного выше Лагунного, позволяют предположить, что во время фанагорийской регрессии некоторые из сейсмогравитационных форм уже существовали. Также на отдельных участках более древних сейсмогравитационных деформаций встречаются фрагменты нимфейской террасы, образование которой происходило между I–V вв. н.э.

Таким образом, можно предположить, что сейсмогенная переработка данного участка побережья происходила в течение нескольких этапов. На более раннем этапе образовались практически все основные сейсмогравитационные формы изучаемой территории. Примерно

в I–III вв. н.э. часть из них (прежде всего оползни Большого и Малого Утриша) испытали новые подвижки. На других участках, не вовлеченных вновь в сейсмогравитационные процессы, образовалась морская терраса. О возрасте молодых сейсмогравитационных структур можно судить также по данным археологических и палеосейсмических исследований, которые свидетельствуют о ряде сильных землетрясений (не менее 8 баллов), произошедших в конце первого тысячелетия до н.э. и в I–III вв. н.э. [4, 5].

Полученные авторами данные позволяют сделать вывод о том, что подобные явления активной сейсмогравитационной переработки шельфа, отчетливо выраженные в рельефе, являются уникальными для всего Черноморского побережья и больше нигде на всем его протяжении не встречаются. Сложный расчлененный рельеф подводных фронтальных частей сейсмогравитационных оползней создает особые для данного участка побережья экологические условия, влияет на разнообразие и особенности распространения морской биоты.

Кроме того, результаты, полученные в рамках данного исследования, свидетельствуют о неоднократном проявлении сейсмических событий в исследуемом регионе, высокой новейшей и современной геодинамической активности тектонических структур в зоне сочленения Черноморской впадины и Северо-Западного Кавказа, а дальнейшее изучение представленных здесь вопросов позволит внести коррективы в прогнозирование сейсмической активности этой территории.

Литература

- 1 Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 44–49.
- 2 Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Генезис обвального-оползневых структур п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Геология. Известия наук о Земле и природных ресурсов Академии наук республики Башкортостан. 2015. № 21. С. 28–33.
- 3 Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогенные морфоструктуры южного склона Северо-Западного Кавказа // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2015, №3. С. 72–78.
- 4 Винокуров Н.И., Никонов А.А. О следах землетрясений античного времени на западе европейского Боспора // Российская археология. 1998. № 4. С. 98–106.
- 5 Рогожин Е.А., Захарова А.И. Землетрясения голоцена и долговременный сейсмический режим Северо-Западного Кавказа // Вестник ОНЗ РАН. 2002. № 1(20). С. 122–128.
- 6 Popkov V.I., Krickaya O.J., Ostapenko A.A., Dementjeva I.E. Seismogenic and gravitational deformations at south slope of NW Caucasus // Journal of Nepal Geological Society. 2015. Vol. 48. P. 129-131.

УДК 550.343

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Юсупджанова У.А.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан

Введение. Ферганская впадина – одна из наиболее густонаселенных и сейсмоопасных регионов Узбекистана. В предыдущих исследованиях по разработке сеймотектонической модели исследуемой территории [1-5] вероятным источником сейсмических колебаний были

приняты активные разломы земной коры. В связи с накоплением в настоящее время новых данных по геологии, тектонике, новейшим и современным движениям, сейсмичности и др., уточняющих и дополняющих данных по разрывной тектонике, появилась возможность проанализировать эти материалы комплексно и внести необходимые коррективы на ранее существующие варианты сеймотектонических моделей.

Целью исследований является создание уточненной сеймотектонической модели восточной части Ферганской впадины как основы новой модели сейсмогенных зон. При сеймотектоническом анализе исследуемой территории нами наравне с результатами предыдущих сеймотектонических работ были проанализированы материалы последних лет характеризующие глубинное строение, геофизические поля, нео- и современную тектонику, геодинамику, сейсмичность и др. В целом, при формировании впадины, активную роль сыграли активизированные герцинские разломы. Они определили ступенчатое погружение ее палеозойского основания. Наиболее характерные ступени отмечаются в южной части впадины, где на небольшом участке перепад глубин достигает 3,0-7,0 км. а местами – 9,0 км. Для этой части характерно большое число разломов объединенных в Южно-Ферганскую флексурно-разрывную зону (ФРЗ). Наиболее глубокое погружение зафиксировано вблизи г. Андижана, где оно превышает 10 км. Для северо-восточной части впадины характерны участки резкого поднятия и опускания. Здесь в рельефе фундамента отчетливо вырисовываются Учкурганский прогиб (глубина залегания палеозоя 7,0 км) и Наринская зона поднятий (до 4,0 км). На востоке и юго-востоке отмечается его значительное воздымание и глубина не превышает 2,0 км. В отдельных местах палеозойский фундамент обнажается в виде небольших глыб. Самым крупным обнажением являются горы Карачатыр. Характер деформирования палеозойского фундамент отражается и в особенностях залегания неотектонических структур, которые представлены складчатыми и складчато-глыбовыми дислокациями.

Неотектоническая модель. Развитые на анализируемой территории линейно-вытянутые брахиантиклинальные складки развиваются на продолжении крупных антиклинальных поднятий Ферганского хребта, шарниры их постепенно погружаются в сторону впадины [6]. Некоторые из них отличаются сложным строением, смещением сводов, несогласным залеганием пластов и размывами. Складки располагаются почти кулисообразно и создают «эшолонированные» ряды, которые с юга и севера ступенчато погружаются к центру Ферганской впадины. Здесь эти структуры имеют пологие крылья, а на бортах осложняются разрывными нарушениями. В течении юрского, мелового и палеогенового периодов складчатые движения проявлялись очень слабо. Основные фазы складкообразования проявились в этап интенсивных тектонических движений. К этому времени относится формирование сводовых поднятий на периферии и зарождение более мелких складок внутри впадины. Далее при проявлении дифференцированных движений разломы фундамента возрождались и в мезозойско-кайнозойском покрове образовались крупные флексурно-разрывные зоны (Южно-Ферганская ФРЗ и Северо-Ферганская ФРЗ), способствующие широкому развитию надразломных складок. По генетическим и кинематическим признакам все структуры Ферганской впадины объединены в антиклинальные и синклинальные подзоны, которые в свою очередь – в зоны складок [6].

В северной части впадины выделяется Наринская зона складок, которая прослеживается вдоль предгорьев Баубашатинского горного узла. На севере ее граница проходит по выходам палеозойских отложений, которые местами нарушены серией разломов (взбросами). На юге Наринская зона простирается почти параллельно Баубашатинскому разлому. До недавнего времени зона представлялась весьма упрощенной – как моноклиальный борт впадины. Однако результаты бурения и комплекс геофизических работ позволили по-иному оценить ее структурные особенности и выявить новые тектонические элементы меньшего порядка [7]. Согласно полученным данным выделяются Майлисуйская групп антиклиналей, Избаскентско-Карабулакская антиклинальная, Оттузарская и Учкурганская синклинальные подзоны.

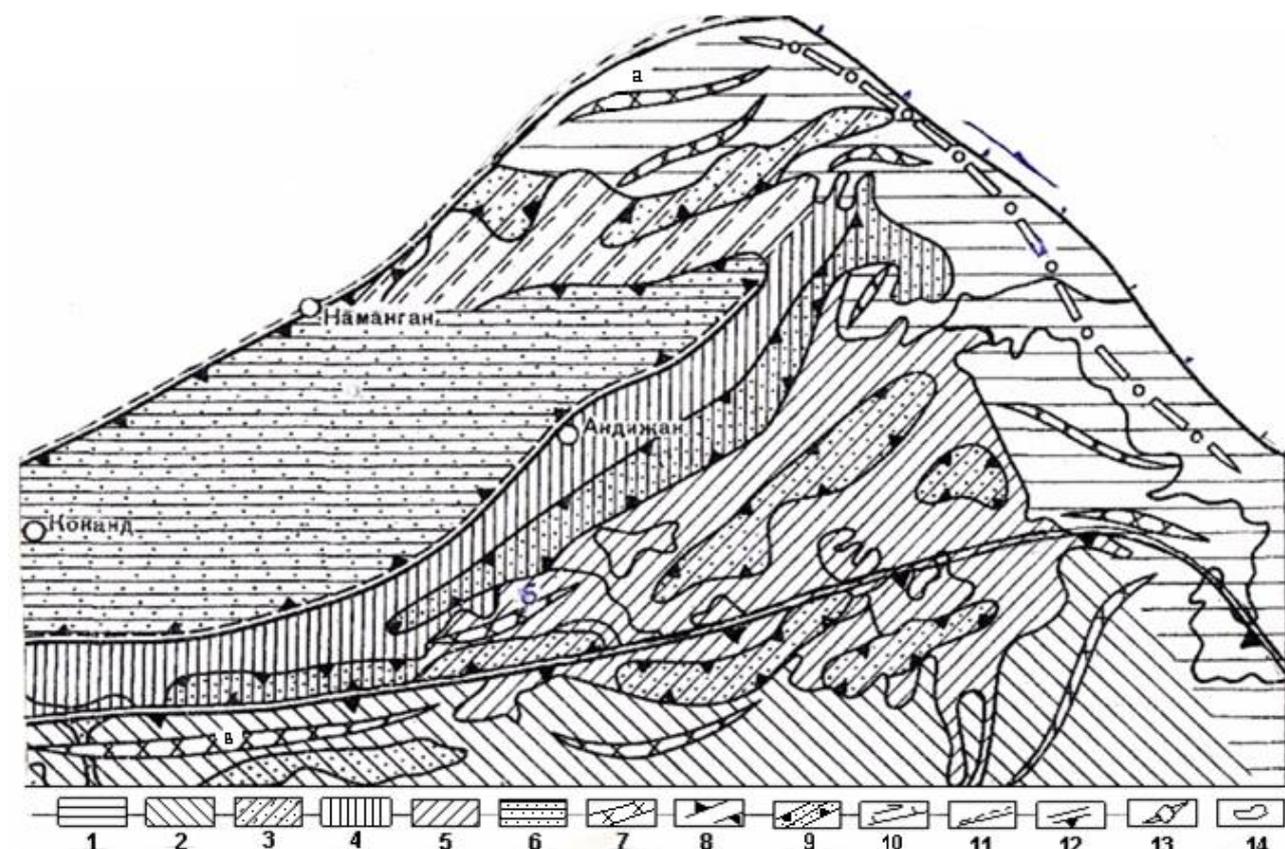


Рис. 1. Карта новейших структур восточной части Ферганской впадины (по Р.Н.Ибрагимову, 1976)

Поднятия: 1 – Ферганское; 2 – Алай-Туркестанское; Зоны складок: 3 – Нарынская; 4 – Южно-Ферганская; 5 – Куршабская; 6 – Центральный грабень; 7 – Антиклинальные поднятия (а – Баубашатинское; б – Карачатырское; в – Катрантауское); 8 – зоны антиклинальных складок; 9 – зоны синклиналиных складок; 10 – Талассо-Ферганский сдвиг; 11 – Флексурно-разрывные зоны (ФРЗ); 12 – Южно-Ферганский взброса – надвиг; 13 – ось Ферганской мегантиклинали; 14 – контуры выхода палеозойских пород

Южно-Ферганская зона складок располагается в адырно-предгорной полосе Туркестано-Алайской горной системы. Ее северной границей служит Южно-Ферганская ФРЗ, а южной – контуры палеозойского обрамления, протягивающиеся вдоль северных склонов Туркестанского хребта. Контакт между мезо-кайнозойем и палеозоем проходит по Южно-Ферганскому разлому. С северо-востока Южно-Ферганская зона складок начинается с Ачисайского антиклинального поднятия, которое является одной из виргаций Ферганского хребта. На его продолжении непрерывными цепочками тянутся складки различного размера. В окрестностях Наймана они резко поворачивают и прослеживаются в широтном направлении. В пределах зоны выделяются Наймано-Ачисайская северо-восточного и Белесынык-Кувасайская широтного простирания антиклинальные подзоны. С юга их окаймляет Ташраватско-Караванская и Карасуйская синклиналиные подзоны. Куршабская зона складок располагается в юго-восточной части Ферганской впадины. На северо-западе граница проходит через Карасуйскую синклинали, отделяющую Куршабскую зону от Южно-Ферганской зоны складок. Границы сочленения довольно резкие и на поверхности представлены крупными разрывными нарушениями, по которым палеозойское обрамление высоко приподняты в виде крупных горстов. На востоке строение зоны моноклинальное, здесь широко развиты складки типа гемиантиклиналей. По данным [8], гемиантиклинали, отходящие от Ферганского хребта, имеют крутые юго-восточные крылья (55° - 60°), в сводовой части которых обнажены палеозойские породы. К юго-западу их перекрывают

более молодые отложения. В отличие от других частей Ферганской впадины Куршабская зона характеризуется сильно расчлененным рельефом, неглубоким залеганием фундамента, максимальными мощностями мела (районы рек Чангетсу, Каракульджи, Тара и др.), развитием структур с обнажением в ядре палеозоя и резким сокращением мощностей палеогена. В целом, как показал анализ, к западу от Талассо-Ферганского взбросо-сдвига на фоне меридионального сжатия формируются субширотные взбросо-сдвиговые зоны южного обрамления Ферганской впадины [9,10]. Борты Ферганской межгорной впадины частично перекрыты надвинутыми на нее палеозойскими породами горного обрамления [11,12].

Развитие региональных разломов (Талассо-Ферганский, Южно-Ферганский) предопределило современный структурный план Ферганской впадины и ее горного обрамления, характеризующееся сочетанием транспрессии (сдвига-сжатие) и трастенсии (сдвига-растяжение).

Сильные землетрясения. В пределах Ферганской впадины и ее горного обрамления произошли 96 сильных землетрясений. Для населенных пунктов расположенных в пределах восточной части впадины представляют непосредственную опасность землетрясения, возникающие в зоне Южно-Ферганского разлома. Так, за последнее 130 летний период в зоне разлома возникли 8 землетрясений с $M \geq 6.0$ и 9 землетрясений с $5.0 \leq M \leq 5.9$. В среднем одно землетрясение с $M \geq 6.0$ за 16,25 лет. Частота землетрясений с $5.0 \leq M \leq 5.9$ еще меньше около 11-14 лет. Хотя две сильные Уратюбинские землетрясения 1907 г. возникли на расстоянии около 200 км, тем не менее, они связываются с активностью Южно-Ферганского разлома, что позволяет судить о средней частоте сильных землетрясений в данной зоне.

Высокой сейсмичностью отличаются также Северо-Ферганская ФРЗ и Южно-Ферганская ФРЗ. В зоне динамического влияния Северо-Ферганской ФРЗ отмечено возникновение двух землетрясений с $M \geq 6.0$ и 15 землетрясений с $M \geq 5.0$. По данным [4] сила землетрясения возникшего в 1620 году, которое разрушило крепость Ахсы, оценивается равным $M=6.0$. С учетом этого землетрясения, количество землетрясений с $M \geq 6.0$ достигает трех, два из которых возникали в районе Намангана. Третье землетрясение произошло в районе Кайракумского водохранилища в 1985 г. с $M=6.0$ и с интенсивностью в эпицентре 7-8 баллов. Характерным является то, что ни в одной сейсмогенной зоне активизация одной очаговой зоны дважды не наблюдалась, кроме Северо-Ферганской ФРЗ, которой свойственно возникновение роевых землетрясений. Средняя частота землетрясений с $M \geq 5.0$ в зоне Северо-Ферганской ФРЗ намного больше, чем в зоне Южно-Ферганской ФРЗ. Самый сильный рой землетрясений в зоне за изучаемый период возник в 1984 году в районе населенного пункта Пап. Максимальная сила землетрясений этой серии достигала $M=5.5$. Наблюдается повторная активизация зоны Наманганских землетрясений.

В зоне динамического влияния Южно-Ферганской ФРЗ также отмечен ряд сильных землетрясений. Первое сильное землетрясение в зоне возникло в 1823 году с $M=6.2$ [13]. Следующие, более сильные землетрясения возникли в 1902 (Андижанское с $M=6.4$) и 1903 (Аимское с $M=6.4$) годах. В эпицентре эти землетрясения проявились с интенсивностью 9 и 8 баллов соответственно. Кроме этих землетрясений за 120 летний период в зоне динамического влияния Южно-Ферганской ФРЗ и близ расположенных оперяющих разломах возникли более 10 землетрясений с $M \geq 5.0$. Все эти землетрясения проявились с интенсивностью 6-7 и более баллов.

Особенности проявления слабых землетрясений. Изучение карты эпицентров слабых землетрясений ($1.5 \leq M \leq 4.9$), зафиксированных за период с 2016 по 2017 гг., показывает, что пространственное распределение эпицентров землетрясений в пределах анализируемой территории достаточно неравномерное. Большинство слабых землетрясений проявляются в определенных участках, образуя протяженные линии их концентрации. Наблюдается также приуроченность эпицентров к зонам разломов и очаговым областям происшедших сильных землетрясений, значимое увеличение их в межразломном пространстве. Особенно, это заметно в блоке между Южно-Ферганской ФРЗ и Южно-Ферганским глубинным разломом. Количество землетрясений в этом блоке несколько раз превосходит другие межразломные

пространства изучаемой территории. Это свидетельствует о том, что по сравнению с другими зонами блок между указанными разломами находится в повышенном напряженном состоянии. По мере удаления от Южно-Ферганского разлома в северо-западном направлении количество слабых землетрясений в межразломном пространстве постепенно уменьшается. Настораживающим фактором является концентрация эпицентров землетрясений в очаговых зонах исторических сильных землетрясений. Наблюдается активизация очаговых зон Папского (1984 г.), Андижанского (1902 г.) и Аимского (1903 г.) землетрясений. Наблюдаемая картина еще раз свидетельствует о современной сейсмической активности тектонических разломов и ФРЗ, а также повышенном напряженном состоянии межразломного пространства анализируемой территории.

Сеймотектоническая модель. Каркас сеймотектонической модели (рис.2) составляют активные разломы, сейсмическая опасность которых однозначно доказана. В пределах восточной части впадины сейсмоактивность проявляют в основном разломы северо-восточной ориентации (поперечно Тянь-Шаньская). На схеме также показан Таласо-Ферганский сбросо-сдвиг северо-западной ориентации, сыгравший исключительную роль при формировании современной структуры Ферганской впадины и Южно-Ферганский разлом субширотного прстириания. К его зоне приурочены землетрясения с интенсивностью более 9 баллов и палеосейсмодислокации. Особое положение занимают Северо-Ферганская и Южно-Ферганская (ФРЗ). Они, располагаясь в теле Ферганской впадины, представляют собой сочетание изгибовых и разрывных дислокаций. Формирование их сопровождается проявлением сильных и разрушительных землетрясений.

Таласо-Ферганский (1) правосторонний сбросо-сдвиг разграничивает области (Западный и Центральный Тянь-Шань) с различным новейшим и современным геодинамическим режимом тектонического развития (Рис.2). В целом он вытянут вдоль Ферганского, Атойнокского и Таласского поднятий. Параллельно линии разлома прослеживаются многочисленные разрывы, вырезающие длинные узкие тектонические линзы до десятков км при ширине до 1-3 км. Ширина зоны сбросо-сдвига колеблется от 8-10 км до 15 км. Характерны подвороты поднятий Ферганского хребта на северо-восток в зону динамического воздействия Таласо-Ферганского сдвига. Сдвиговые смещения молодых форм рельефа обнаруживаются на всем протяжении разлома. Скорость смещения по ним в современную эпоху менее 2 мм /год [14], в голоцене 12 мм/год, в позднем кайнозое 12 – 20 мм / год. С зоной разлома связаны Чаткальское землетрясение 1946 г. (более 9 баллов, $M=7,8$) и палеосейсмодислокация Талас (не менее 10 баллов, $M \geq 7,5$).

Баубашатинский разлом (5) ограничивая с юга наиболее приподнятую часть Баубашатинского поднятия, к западу и к востоку сливается с Северо-Ферганской ФРЗ. Проведенный неотектонический анализ позволил переоценить тектоническую роль Баубашатинского и Кочкаратинского разломов в формировании современной структуры Атойнок-Баубашатинского клина Ферганского поднятия. Эти разломы, протягиваясь субпараллельно, обусловили ступенчатое погружение юго-западных ответвлений Ферганского поднятия в сторону одноименной впадины. Баубашатинский разлом морфологически выражен в виде взброса – сдвига, падение сместителя на север и северо-запад под углом 65° - 60° .

Кочкаратинский разлом (6) является связывающим звеном между Северо-Ферганской и Южно-Ферганской ФРЗ. В районе Чарвака (среднее течение Караунгурская) прослеживается по контакту палеозойских отложений с кайнозойскими, окаймляя с юга Баубашатинское поднятие. Морфологически это взброс-сдвиг, падает на север под углом 65° - 70° . Как уже упоминалось Кочкаратинский и Баубашатинский разломы, протягиваясь субпараллельно, выполнили структуро-контролирующую роль при формировании Атойнак-Баубашатинского клина и обеспечивают ступенчатое погружение юго-западного ответвления Ферганского поднятия в сторону одноименной впадины.

Далее следует характеристика серии разломов осложняющих юго-восточную часть Ферганской впадины. С севера на юг это Южно-Ферганская ФРЗ (3), Кугартский (7),

Талдысуйский (8), Куршабский (9), Карачатырский (10) и Южно-Ферганский разломы(4). Эти разломы разного ранга, но их объединяет то, что они, образуют систему эшелонированных взбросо-сдвигов обуславливающих ступенчатое надвигание передовых отрогов Алайского хребта в тело впадины. Об этом свидетельствует плановый рисунок разломов и сейсморазведочные профили пересекающие Южно-Ферганскую ФРЗ. Они, образуя выпуклые на север дуги, подчеркивают преобладание субгоризонтальных напряжений пунктам Джалал-Абад и Багиш. Наблюдается концентрация эпицентров землетрясений с $K \geq 12$ субмеридиональной ориентации. Характерно также группирование на этом участке очагов землетрясений с $K \leq 12$.

Кугартская система субпараллельных разломов (7) образуют узкий Кугартсий грабен северо-восточной ориентации. На материалах аэро-космических съемок и геоморфологических построениях четко выражены в виде сбросо-сдвигов (60° - 70°). Северо-западная ветвь следится по населенным пунктам Аим, Чангырташ, Акбаш и Сарыбулак Юго-восточная по населенным 12.

Карачатырский (10), Куршабский (9) и Тадысуйский (8) разломы входят в группу разрывных нарушений своим плановым рисунком, подчеркивающих преобладающую тектоническую роль и сдвиговый характер трансрегионального Талассо-Ферганского разлома.

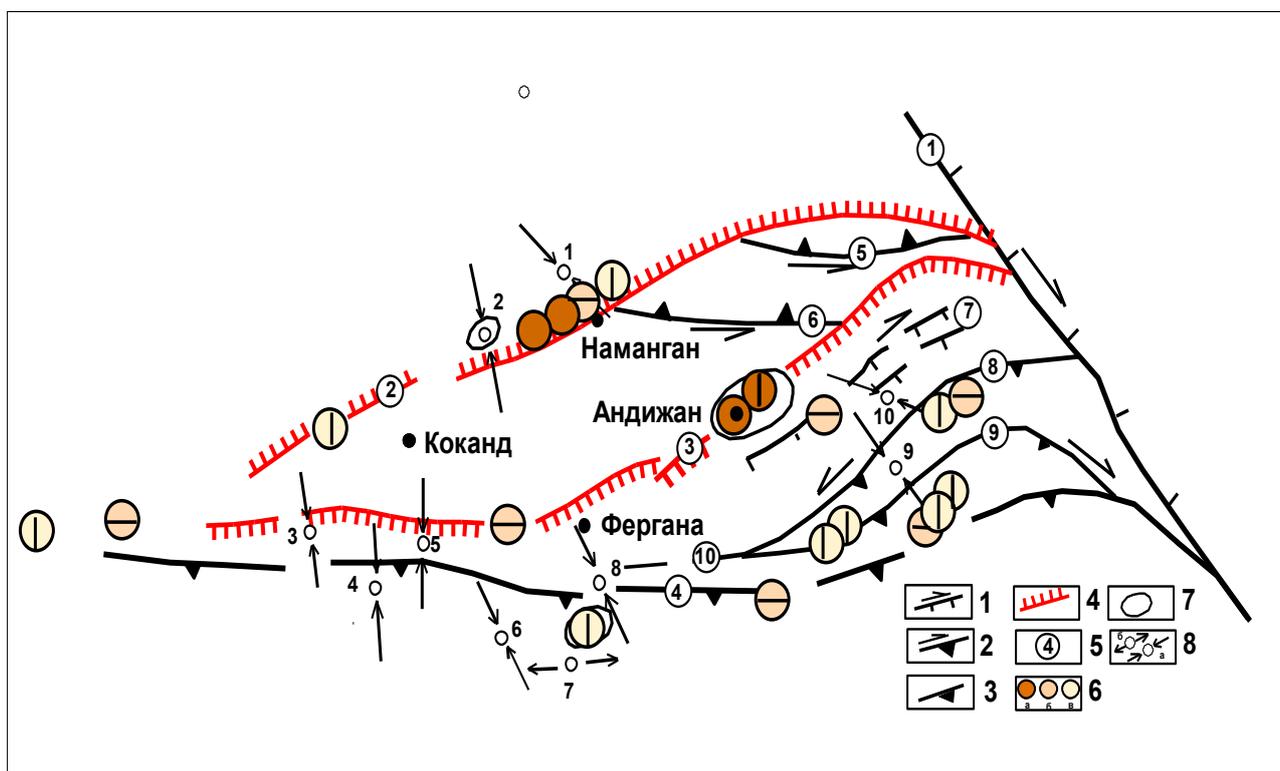


Рис. 2. Сеймотектоническая модель западной части Ферганской впадины

Активные разломы: 1 – сбросо-сдвиги (бергитрихи в сторону опущенного крыла); 2 – взбросо-сдвиги; 3 – взбросо-надвиги; 4 – флексурно-разрывные зоны; 5 – региональные разломы (1 – Талассо-Ферганский; 2 – Северо-Ферганская ФРЗ; 3 – Южно-Ферганская ФРЗ; 4 – Южно-Ферганский разлом; 5 – Баубашатинский; 6 – Кочкаратинский; 7 – Кугартская система; 8 – Талдысуйский; 9 – Куршабский, 10 – Карачатырский); 6 – макросейсмические эпицентры землетрясений (с балльностью : а – 9 баллов, б – 8 баллов, в – 7 баллов); 7 – Контур плейстосейстовой области землетрясений 1902 и 1984 гг.; 8 – горизонтальные проекции осей главных напряжений сжатия (а) и растяжения (б) очагов землетрясений (1 – 12.10.1963; 2 – 17.02.1984; 3 – 11.07.1980; 4 – 31.01.1977; 5 – 6.05.1982; 6 – 18.12.1962; 7 – 3.06.1977; 8 – 22.02.1974; 9 – 20.02.1974; 10 – 3.08.1963).

Талдысуйский разлом (8) следует по южной части г. Ош, по верховьям Чангетсу, по долине Кугартся, поворачивая на восток, в районе перевала Калдама, сочленяется с Талассо-Ферганским сбросо-сдвигом. Разлом взброса-сдвигового характера, с падением сместителя на юго-восток, под углом 40° - 60° . Амплитуда неоген-четвертичных подвижек увеличивается с востока на запад с 0,8 км до 2,0 км. С ним связаны [4] возникновение землетрясений 1883 г. (7-8 баллов, $M=5,0-5,5$), Джалалабадского 1926 г. (7-8 баллов, $M=5,0$) и Маркайского 1962 г. (8 баллов, $M=5,4$).

Куршабский разлом (9) ответвляется от Карачатырского разлома. Разлом в плане представляет дугу в северном направлении. Отрезок от г. Ош до г. Узгана северо-восточного простирания. От г. Узгана до сел. Сарыбулак субширотного и от Сарыбулака, вдоль Ясыбулака, до перевала Карашура, северо-западного простирания. В районе перевала разлом сочленяется с Талассо-Ферганским сбросо-сдвигом. Северо-восточная и северо-западная отрезки разлома представлены взбросо-сдвигами, с крутым падением сместителя (60° - 70°) соответственно на юго-восток и юго-запад. Субширотная часть представлена надвигом, сместитель которого падает на юг под углом 40° . К разлому приурочивают Куршабское землетрясение 1924 г. (8 баллов, $M=6,6$) и землетрясение 1974 г. (6-7 баллов, $M=5,0$).

Карачатырский разлом (10) срезает южный борт одноименного поднятия, далее на восток в районе г. Ош разветвляется на Талдысуйский (8) и Куршабский (9) разломы. Неотектоническая активность разлома проявилась в серии смещений в неоген-четвертичных отложениях, в изгибах поверхностей выравнивания. По оценке [3] амплитуда неотектонических подвижек достигла 2,0 км. Морфологически выражен в виде взброса. Падение сместителя на юго-запад под углом 60° - 70° .

Северо-Ферганская ФРЗ (2) ограничивает центральный грабен впадины от Северо-Ферганской зоны локальных складок. В составе ФРЗ выделяются Самгарский, Присырдарьинский и Карабулакский разломы, усложняющие внутреннюю структуру зоны. Морфологические особенности изучены сейсморазведкой («бухарские» слои палеогена). Установлено, что ФРЗ представлена полосой до 5 км моноклиального (14° - 22°) погружения кровли, «бухарских» слоев» [15]. Амплитуда смещения, по оценке [3], южнее Чуст-Папской складки достигает 0,6 км, в районе г. Наманган до 2,0 км. Восточное окончание ФРЗ прослежено по верховье Майлису, юго-западному склону хр. Кенколь подворачивает и сочленяется с Талассо-Ферганским сбросо-сдвигом. С данным разломом связаны возникновения землетрясений 1494, 1894, 1920, 1927, 1942, 1967 и 1984 гг. Из них максимально имело магнитуду, равной к $M=6,0$ (1620 г.)

Южно-Ферганская ФРЗ (3) проходит по северной границе Южно-Ферганской зоны складок. Зона имеет вид дуги, выпуклой к югу, а северо-восточный отрезок на север. С запада на восток, по ориентации отдельных отрезков, ФРЗ можно разделить на несколько характерных участков. Западную часть – субширотную составляет система сближенных субпаралельных разломов осложняющих борта антиклинальных складок. Наиболее крупные из них (протяженность в пределах 30-70 км) Тузлукский, Махракамский, Канибадамский, Шорсуйский, Варыкский разломы (рис.2). Центральная часть предстала также серией разломов, наиболее крупной из которых является Капчигайский, прослеженный севернее Северо-Риштанского и южнее Алтыарыкского, Актепинского и Гумханинского антиклинальных складок. Амплитуда разлома уменьшается с запада на восток от 2000 м до 300 м. На востоке к ФРЗ относят Андиганскую флексуру северо-восточного простирания, с протяженностью 100 км [16]. Далее по правобережью Караункырся (населенные пункты Ходжирабат, Базаркурбан, Бешбадам, Чорбак, Авгандала) субпаралельно Кугартским, постепенно поворачивает на восток и юго-восток и сочленяется с Талассо-Ферганским сдвигом в верховьях Караункырся. В целом, для ФРЗ характерно резкое увеличение мощности неоген-четвертичных отложений по кровле отражающего горизонта «бухарских» известняков палеогена. Судя по разности глубин отражающего горизонта в ФРЗ, амплитуда вертикальных неоген-четвертичных движений достигает 3,0 км, а амплитуда

горизонтального составляющего 0,8-1,0 км. В результате этих движений были сформированы поднятия и прогибы четвертичного периода. ФРЗ представляет собой сочетание взбросо-сдвигов и флексур. На южном приподнятом крыле широко распространены антиклинальные складки, развивающиеся при активном динамическом влиянии ФРЗ. В ее пределах возникали землетрясения в 838, 1822 и 1902 гг. Из них две последние имели магнитуду соответственно 6,2 и 6,4 [4].

Южно-Ферганский разлом (4) является северной границей Туркестано-Алайской зоны поднятий. Прослеживается в субширотном направлении в виде серии параллельных нарушений, занимающих полосу на участке между Сулюктой и Наукатом. Он установлен в районе Сулюкты, урочище Мадыген, селения Баткен, рудника Кан, селений Вуадил и Учкурган, вдоль северного борта Наукатской котловины. Вероятно, далее на востоке представлен зоной Алдыярских разломов [3]. Интенсивность вертикальных движений в неотектонический этап была велика. В верхнеплиоцен-четвертичное время отдельные участки Катрантауской антиклинали были приподняты по разлому на высоту 2,0 – 2,2 км. В четвертичный период в районе Абшира сохские конгломераты были опущены на глубину до 0,6 – 0,8 км. Сейчас они закартированы на вершине хребта Катрантау на высоте 3,0 км, т.е. размах движений после нижнечетвертичного периода в зоне разлома было не менее 2,5 км. Известно также надвигание палеозойских пород на четвертичные отложения в районах Хайдаркана и Соха с амплитудой до нескольких сотен метров. В Шурабе зафиксированы надвиги юрских пород на неоген - четвертичные образования. Новейшие подвижки по разлому проявились не повсеместно. Отдельные участки разлома и сейчас закрыты мезо – кайнозойскими отложениями. По этой причине, восточная часть не подлежит визуальному обследованию. Морфологически разлом представляет собой крутой взброс, плоскость которого подает на юг под углом 60°-75°, местами падение смесителя практически вертикальна. Подвижки в очагах Ура-Тюбинского (1897г.), Кыркольского (1907г.), Ура-Тюбинского (1923г.), Кадамжайского (1974г.), 31.01.1977 и 05.07.1977 г. землетрясений, магнитуда которых варьирует в пределах 5,1-6,4, связаны с активностью данного разлома [4].

Заключение. При формировании Ферганской впадины активную роль сыграли активизированные герцинские разломы. Они определили ступенчатое погружение ее палеозойского основания к центру впадины. В результате дифференцированных движений, разломы фундамента возрождались и в мезозойско-кайнозойском покрове образовались крупные флексурно-разрывные зоны. Каркас современной тектонической структуры Ферганской впадины в целом, как и ее восточной части, образуют активные разломы трех направлений: северо-западного, северо-восточного и субширотного. Разрывные и складчатые структуры формировались в условиях субмеридиональных горизонтальных сжимающих напряжений, которые действуют и ныне. Для населенных пунктов восточной части впадины непосредственную опасность представляют землетрясения вероятные в зоне Южно-Ферганского разлома и Северо- и Южно-Ферганских ФРЗ. Работа выполнена в рамках фундаментального гранта ФА-Ф-8-006.

Литература

- 1 Ибрагимов Р.Н. Сеймотектоника Ферганской впадины. Ташкент, «Фан» 1970.
- 2 Ибрагимов Р.Н. Некоторые вопросы формирования складок Ферганской впадины. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971 .с.27-34.
- 3 Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование// Сеймотектоника некоторых районов Юга СССР. -М.: Наука, 1976, С.48-72.
- 4 Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: «Фан», 1978. -148 с.
- 5 Ибрагимов и др. Сеймотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования. В кн. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкент, Гидроингео, 2002. стр.59-75.

- 6 Сайидалиева М.С. и др., К тектоническому районированию Ферганской впадины. Узб.геол.ж.,1966, № 1.
- 7 Ахмедов Х.А. и др., Основные черты тектонического строения Северо-Восточной Ферганы и перспективы ее нефтегазоносности. В сб. Вопросы геологии и нефтегазоносности Узбекистана, вып.2, Ташкент, Изд-во «Фан», 1967.
- 8 Рыжков О.А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии, Ташкент, Изд-во «Фан», 1959.
- 9 Абдуллаев Г.С. и др. Геодинамическое районирование мезозойско-палеогенового осадочного чехла Туранской платформы и внутренних впадин Тянь-Шаня. – Материалы Республиканской научно-практической конференции – «Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минералогия – Т., НУРУз – 2009, с. 23-27.
- 10 Абдуллаев Г.С. и др. Геодинамическое районирование мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Туранской платформы и внутренних впадин Тянь-Шаня. В сб. «Теоретические и практические аспекты нефтегазовой геологии Центральной Азии и пути решения современных проблем отрасли» - Международная научно-практическая конференция (12 октября 2010 г.), к 50-летию ИГИРНИГМ, 2010, стр. 7-10.
- 11 Ибрагимов Р.Н. и др. Сейсмоструктура, сейсмический режим и условия возникновения Папского землетрясения 1984г. Папское землетрясение 1984г, Ташкент, Фан, 1986 с.5-10.
- 12 Раджабов Ш.С. и др. Новые представления о геологическом развитии северного борта Ферганской впадины в мезо-кайнозойское время. Вестник НУУЗ. № 2/1 2012г. С. 86-88.
- 13 Новый Каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). В книге, Раздел Средняя Азия и Казахстан, отв.ред.Кондорская Н.В., Шебакин В.М. / Москва, Наука – 1978. - С.198-296.
- 14 Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. Тр.ГИН, вып.603, Москва, ГЕОС, 2012г. 188с.
- 15 Ситдииков Б.Б. Неотектоника Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985. 144с.
- 16 Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б. (и др.). Глубинное строение Ферганской впадины. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.

УДК 550.3+551.24.03

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕХАНИЗМА ОЧАГА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ОСНОВЕ ПОЛЕВЫХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Умурзаков Р.А.¹, Садыков Ю.М.²

¹ *Ташкентский государственный технический университет, Ташкент, Узбекистан*

² *Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан*

Актуальность проблемы прогноза землетрясений определяет значимость исследований по изучению показателей динамики (движений и действующих сил) геологической среды. Эта задача входит в компетенцию тектонофизики и осуществляется на основе изучения тектонических полей напряжений. К настоящему времени известны различные методы их реконструкций, среди которых получение полевых тектонофизических данных возможно при осуществлении комплекса структурно-геологических наблюдений изучаемой территории. Следует отметить о широком возрастном спектре реконструированных полей напряжений по геолого-структурным данным, который зависит от возрастных показателей последних. Применительно к сейсмологии направление по изучению полей напряжений можно сформулировать как «современная тектодинамика областей подготовки землетрясений». Основной задачей «Современной тектодинамики областей подготовки землетрясений» является разработка модели напряжённо-деформированного состояния геологической среды с описанием особенностей и механизмов

деформационных процессов, влекущих к сейсмогенным явлениям и событиям. Основу её составляет тектодинамическая система – как модель взаимодействия напряжений, движений и деформаций в соответствующих иерархических уровнях объёмов геологической среды [1]. Такой подход обязывает изучение геологической структуры, особенностей тектонических движений и деформаций, реконструкции тектонических полей напряжений не только «очага землетрясения», но и значительно большего объёма, чем даже «область подготовки землетрясения» [2,3]. Здесь требуется выполнение комплекса камеральных и полевых структурно-геологических, тектонофизических, геоморфологических, инженерно-геологических, палеосейсмогеологических исследований и наблюдений, изучение и анализ сейсмотектонических, сейсмологических и других геофизических данных. Таким образом, «современная тектодинамика области подготовки землетрясений» включает практически все данные по району землетрясения, объясняет и освещает механизмы очагов не только возникших, но прогнозирует механизмы очагов возможных ожидаемых землетрясений. Есть одна очень важная особенность подобных исследований – по натурным наблюдениям особенностей трещиноватости и кинематики смещений по трещинам в различных блоках горных пород можно восстанавливать поле напряжений изучаемой площади, которое ответственно за формирование будущего очага, т.е. прогнозировать механизм будущего землетрясения, определять направление и характер будущих разрывных деформаций.

Рассмотрим эти возможности на примере изучения элементов тектодинамики эпицентральных областей некоторых известных землетрясений. Для начала обратимся к данным по Приташкентскому району. Так, проведённые тектодинамические исследования в пределах юго-западной части Каржантауского поднятия позволили выявить новые элементы кинематики и динамики разломно-блоковых структур [3], определить динамические условия взаимодействия блоков, направленность, морфологические параметры поверхностей разрывов и величины подвижек, получить данные об ориентации и распределении тектонических напряжений [4]. Приведём их краткое описание.

В современной структуре юго-западной периклинальной части Каржантауского поднятия выделяются Азатбашское (I) и Акташское (II) горст-антиклинальные поднятия. Они находятся в сочленении с Кокпакской (Y) и Чирчикской (YI) впадинами. В периклинальной части Карачатауское (III) поднятие меньшего порядка отделяется от первых двух Азатбашским (IY) прогибом (рис.1).

Поднятия сложены раннепермскими порфиритами, их туфами, дацитовыми порфирами, фельзитовыми песчаниками, конгломератами шурабсайской свиты. В южном крыле Азатбашской горст-антиклинали они полого падают к югу, резко меняя угол падения вблизи Каржантауской разломной зоны.

По зоне разлома они взброшены на меловые красноцветные песчаники. Плоскость сместителя падает к северу под углом 60° - 70° . В рельефе зона разлома выражена неширокой полосой перехода от древней (возможно домеловой) откопанной поверхности к более поздней – среднечетвертичной поверхности выравнивания. Местами обнажаются приконтактные сильно дробленные зоны красноцветов мела и пермских порфиритов. Залегание верхнемеловых красноцветных песчаников по бортам грабен-синклинали крутое на северном крыле с наклоном к северу (угол 65° - 80°), и к югу - на южном крыле. Угловое согласие палеогеновых песчаников с меловыми, с которыми они деформированы вместе, – свидетельствует о позднекайнозойском (N-Q) возрасте складок.

На основе анализа полевых материалов было установлено, что различные участки Кажантауской горст-антиклинальной структуры (рис.1) имеют различный характер полей напряжений [4]. На северо-западе (рис.1,Г) поле напряжений характеризуется как сбросовое с субмеридиональной осью растяжения (σ_1) и крутым, почти вертикальным залеганием оси сжатия (σ_3). Поверхности отрыва имеют широтную ориентировку. В юго-восточном крыле (рис.1, Б) отмечается почти такая же картина с разворотом примерно на 225° по часовой стрелке: ось растяжения (σ_1) вытянута на юго-запад – северо-восток. Отрывы имеют северо-западное простирание. В осевой зоне (А) наблюдается субгоризонтальное сжатие (σ_3) и

почти вертикальное положение оси растяжения (σ_1). Промежуточная ось (σ_2) вытянута к северо-востоку и также субгоризонтальна. Здесь вероятны взбросо-сдвиговые разрывы с преимущественной ориентировкой на северо-восток – юго-запад. Периклинальная часть (В) Каржантауской горст-антиклинали также характеризуется взбросо сдвиговым полем напряжений с субгоризонтальной юго-восток – северо-западной ориентировкой оси сжатия (σ_3), субвертикальной осью растяжения (σ_1) и субширотной осью σ_2 . Общее для описываемой территории региональное поле напряжений характеризуется субгоризонтальной северо-западной ориентировкой оси сжатия при наклонном положении двух других осей. Ось растяжения, имеющая больший наклон, ориентируется в близмеридиональном направлении. Это поле напряжений взбросо-сдвигового типа. В этом поле напряжений должны формироваться и обладать наибольшей активностью северо-западные, субмеридиональные взбросовые и левосдвиговые дислокации, а также взбросовые и правосдвиговые структурные элементы северо-восточной ориентировки. Главнейшими такими зонами в пределах описываемого района являются зоны Каржантауского взбросового с элементами правосторонних сдвиговых смещений, а также Шурабсайская зона разломов (рис.1, цифра в кружке 4). В этой зоне обнаружены многочисленные левосдвиговые смещения. В пределах этой зоны в средней части склона, к югу от горы Сарытепа, в месте пересечения Каржантауского и Шурабсайского разрывных зон обнаружен крупный провал с признаками палеосейсмодислокации. Детальное его описание приводится в более ранних публикациях.

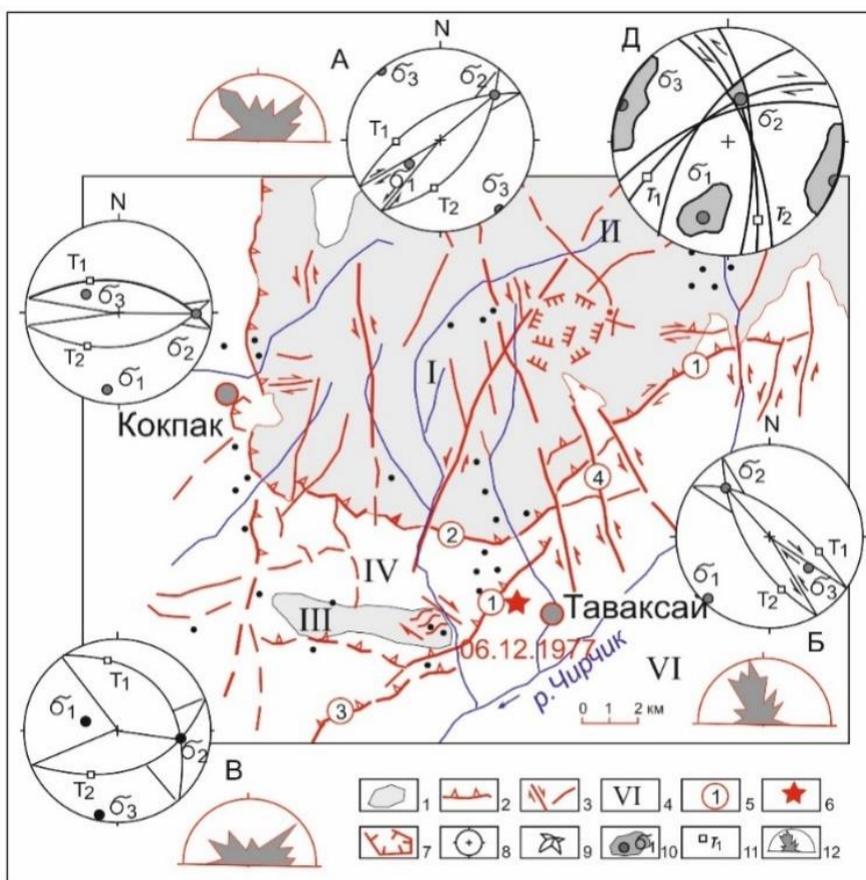


Рис. 1. Тектодинамическая схема эпицентральной области Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 года (M=5.0)

Условные обозначения: 1 – выходы до MZ образований; 2 – взбросы; 3 – разрывные нарушения и элементы сдвигов; 4 – структурные элементы – поднятия: Азатбаишское (I), Акташское (II), Карачатауское (III); прогибы: Азатбаишский (IV); впадины: Кокпакский (V), Чирчикский (VI);

5 – разломы и сдвиговые зоны (цифры в кружочках – 1-3 – ветви Каржантауского разлома:

1 – северо-восточная; 2-широтная; 3 – юго-западная; 4 – Шуробсайская сдвиговая зона); 6- эпицентр Таваксайского землетрясения; 7 – палеосейсмодислокация «Шуробсай»; 8 – круговые диаграммы на сетке Вульфа (верхняя полусфера) полей напряжений различных участков Каржантау (третьего ранга: А – осевой (средней) части структуры; Б – юго-восточного крыла;

В-периклинальной части; Г – северо-западного крыла; Д – региональная второго ранга по всей площади); 9 – сколовые поверхности (и нодальные линии); 10 – оси главных нормальных напряжений сжатия (σ_3), растяжения (σ_1) и промежуточного (σ_2) и области их разброса; 11 – оси максимальных касательных напряжений; 12 – розы диаграммы трещин палеогеновых отложений.

Активные тектонические деформации в направлении поперек простиранию Каржантау обнаружены на участке "раздваивания" русла Шурабсая. Здесь из под четвертичного покрова обнажается "откопанная" древняя поверхность выравнивания, срезающая эффузивные образования палеозоя (эл.залегания: азимут-150°, угол-40°). По зоне субмеридионального разлома палеозойские породы и древняя откопанная поверхность выравнивания разорваны и смещены по горизонтали до 1 км. В целом, по Шурабсайской зоне (юго-восток-восточной ориентировки) наблюдается интенсивное смещение Азатбашско-Карачатауской складчато-глыбовой структуры к югу в направлении Чирчикской депрессии. Амплитуда смещения за позднеэоцен-голоцен составляет около 2 км. Здесь налицо формирование взбросов северо-восточной ориентировки, а также север-северо-западных и субмеридиональных сдвиговых разрывов. Все отмеченные разрывные нарушения парагенетически связаны общим полем тектонических напряжений.

Теперь обратимся к определениям механизмов очагов Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 года, эпицентр пришёлся к юго-восточному обрамлению Каржантауского поднятия ближе к периклинальной части, к западу на небольшом удалении от поселка Таваксай (от чего и произошло название землетрясения). На рисунке 2 приводятся диаграммы механизмов очагов Таваксайского землетрясения: диаграмма А – по Е.М.Безродному [5] и диаграмма Б – по Л.А.Плотниковой и др [6]. Как видно, они имеют различие, которое ещё более усугубляется предпочтением этих авторов при выборе основной плоскости разрыва – в варианте А предпочтение отдаётся плоскости I (аз пад.135° < 65°), в варианте Б – предпочтение отдаётся субмеридиональной плоскости I (аз пад.274° < 50°).

Для этих построений был использован один и тот же сейсмологический материал, который интерпретирован по-разному. Субъективный фактор оказал серьёзное влияние на выбор плоскости сейсмогенной подвижки. Естественно, что дальнейшее использование этих данных повлечёт за собой погрешности, а в итоге задачи по изучению и прогнозированию сейсмической опасности будут решены неверно. Таким образом результат зависит от ответа на вопрос -какую плоскость вспарывания считать основным? Для ответа на этот вопрос обратимся к результатам тектонофизических исследований.

При сопоставлении результатов сейсмологических определений с тектонофизическими, отмечается следующее. Как видно из диаграммы Д рисунка 1 и В рисунка 2, поле напряжений второго ранга, характерное для юго-западной части Каржантауского поднятия, вполне согласуется с определениями Е.М.Безродного (рис.2, А). И нодальные плоскости, отделяющие секторы с разными вступлениями волн, и положения осей нормальных напряжений (рис.2, А) соответственно совпадают с реальными наблюдаемыми и статистически обоснованными сколовыми плоскостями, и полученными на их основе при графических построениях осями нормальных напряжений по полевым тектонофизическим данным (рис.1, Д, рис.2 В).

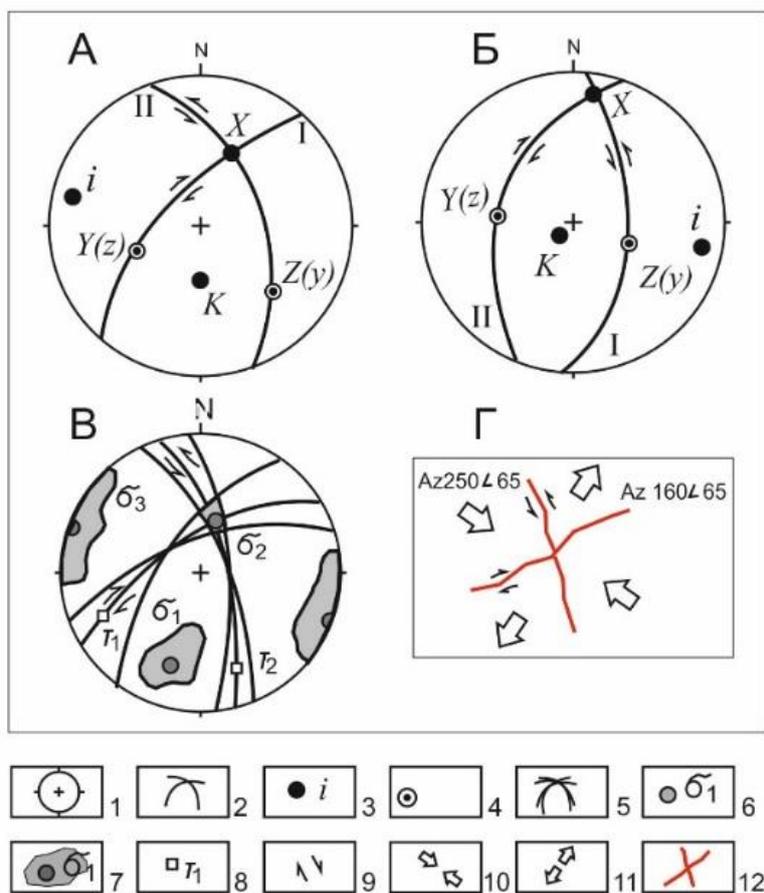


Рис. 2. Механизмы очагов Таваксайского землетрясений 6 декабря 1977 года

По разным авторам: А – по Е.М.Безродному [8]; Б – по Л.А.Плотниковой и др [7]; В и Г – по материалам полевых тектонофизических наблюдений [9]

Условные обозначения: 1 – стереографические диаграммы на верхней полусфере сетки Вульфа; 2 – нодальные поверхности; 3 – точки выхода оси сжатия (i), растяжения (K) и промежуточного (X); 4 – проекция выхода осей максимальных касательных напряжений; 5- разброс сколовых поверхностей; 6 – оси главных нормальных напряжений растяжения (σ_1), промежуточного (σ_2), сжатия (σ_3); 7 – области разброса осей напряжений; 8- оси максимальных касательных напряжений; 9 – сдвиговые элементы; 10 – направление внешнего усилия сжатия; 11 – направления растягивающих усилий; 12 – вероятные сколы в полученном поле напряжений.

Вторая диаграмма (рис 2. Б) имеет другой вид, и, на первый взгляд, не может быть принята во внимание. Однако, если обратиться к тексту обоснования выбора предпочтительного разрыва [6], то обнаруживается очень важная информация. В тексте указывается, что ось подвижки по плоскости I (нумерация наша – Р.У.) ориентирована на юго-восток – хотя на диаграмме показано на восток, а по плоскости II указано на запад-северо-запад – это можно принять так. Выбор субмеридиальной плоскости (I) авторами [6] было «...основано на совместном анализе данных о пространственном распределении зон форшоков, афтершоков, вертикального разреза афтершоков по глубине и во времени с учётом направления вектора подвижки». Здесь главную роль сыграла «вытянутость зон форшоков», которая совпала с простираем разрыва при главном толчке, т.е. с плоскостью I, а направление падения – с наклоном плоскости афтершоков. Отсюда видно, что выбор плоскости I (в том виде, в каком он представлен на диаграмме) авторы считают вполне обоснованным. Чего не скажешь о выборе плоскости (I) Е.М.Безродным, который (как нам представляется) был сделан на простом совпадении с Каржантауской зоной разломов. Если

не обращать внимания на ряд ошибочных высказываний в тексте предыдущими авторами [6] по поводу ориентировки «..основной структуры – Каржантауской» (почему-то указывается субмеридиональная ориентировка [6, с.103]), то именно они оказываются наиболее близкими к реальности.

Результаты реконструкций тектонических полей напряжений и анализ особенностей тектодинамики Таваксайского района позволяют утверждать, что схема ожидаемых разрывных нарушений в полученном поле напряжений (рис.2, Г) отражает сопряжённую пару вероятных плоскостей сейсмогенного вспарывания при Таваксайском землетрясении. Однако более достоверным (судя по сейсмологическим данным) оказывается север-северо-западный разрыв. Он совпадает с выявленной здесь сдвиговой (а точнее взбросо-сдвиговой) Шуробсайской зоной. Именно по этому направлению идёт смещение Азатбашско-Карачатауской складчато-глыбовой структуры к югу. А следовательно, из «равновероятных вариантов» разрыв II диаграммы Е.М.Безродного (рис.2,А) оказывается достоверной плоскостью разрыва при основном толчке Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 года. И механизм очага связан с выдвиганием Азатбашско-Карачатауского блока к югу и юго-востоку в направлении Чирчикской депрессии с образованием или обновлением по Шуробсайской зоне взбросо-сдвиговых структур разрушения.

Таким образом, подводя итоги анализу материалов можно сделать следующие выводы:

1. Полевые материалы по зеркалам скольжений, характеризующие кинематическую картину изучаемого сейсмоактивного района, могут быть основной для реконструкции поле позднекайнозойских напряжений, которое определяет механизм очага готовящегося землетрясения.

2. Для уточнения механизма очага произошедшего землетрясения необходимо выполнение детальных полевых тектонофизических наблюдений деформаций в эпицентральной области с реконструкцией иерархии полей тектонических напряжений.

3. Описание очаговых областей сильных землетрясений, как при сейсмическом районировании, так и при оценке сейсмической опасности отдельных площадей и участков должно сопровождаться структурно-тектодинамическим анализом и построениями.

Литература

- 1 Николаев П.Н. Методика тектонодинамич.-го анализа. -М.: Наука, 1992. - 340 с.
- 2 Умурзаков Р.А. /Актуальные проблемы современной сейсмологии. Материалы международной конференции 12-15 октября 2016 г. –Ташкент. 2016. -С. 115-122.
- 3 Ярмухамедов А.Р., Умурзаков Р.А. и др. // Узбекский геологический журнал. 1996. No5. С.32-37.
- 4 Умурзаков Р.А., Абдрахматов К.Е. К вопросу о реконструкции напряженно-деформированного состояния очаговой области и механизма некоторых сильных землетрясений орогена Западного Тянь-Шаня по геолого-структурным данным // Наука и новые технологии. (Киргизстана). –Бишкек, 2006. 7-8. С. 239-243.
- 5 Безродный Е.М. Механизм очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. и его проявление в поле упругих напряжений/ В сб. Исфара-Баткентское и Таваксайское землетрясения 1977 года. – Ташкент: Фан, 1981. С.106-112.
- 6 Плотникова Л.М., Соколова И.А., Матасова Л.М., Махмудова В.И. Сейсмические предвестники и особенности проявления Таваксайского землетрясения. / В сб. Исфара-Баткентское и Таваксайское землетрясения 1977 года. – Ташкент: Фан, 1981. С.87-106.
- 7 Умурзаков Р.А. / «Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В.Гзовского)». Москва: ОИФЗ РАН. 2002. С.299-308.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЛИЖНИХ ЗОН ВОДОХРАНИЛИЩ, ВЛИЯЮЩИХ НА ЛОКАЛЬНУЮ ГЕОДИНАМИКУ

**Хамидов Л.А., Алимухамедов И.М., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р.,
Ганиева Б.Р., Анварова С.Р., Ибрагимов Ф.И.**

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз., Ташкент, Узбекистан

Вопросы обеспечения сейсмической безопасности в зоне активного влияния водохранилищ в последнее десятилетие становятся все более значимыми при анализе техногенных катастроф. Они обусловлены в основном не глубинными геодинамическими процессами и локальным напряженно-деформированным состоянием, меняющимся при эксплуатации водохранилищ. Из истории за ближайшие сто лет можно привести много примеров нарушения геодинамического равновесия в зонах влияния крупных водных резервуаров [1,2]. Для сейсмоопасных регионов Узбекистана особую опасность представляют сейсмические зоны, расположенные в западном Тянь-Шане, Ферганской долине и Южном Узбекистане, включая восточные части Ташкентского и Андижанского областей с высокой плотностью населения, где эксплуатируется ряд крупных водохранилищ. Выявление закономерности развития геодинамических процессов в зонах деформационного влияния крупных водохранилищ, путем решения задач математической физики для конкретных сейсмоактивных разломных зон, которые пересекают основания крупных гидротехнических сооружений, является основной целью исследования.

Анализ и исследования геодинамического мониторинга напряженного состояния недр в зонах влияния водохранилищ были выполнены, базируясь на данных, полученных по нескольким методикам. Эти данные получены сейсмологическими, геодезическими, тектонофизическими и другими наблюдениями, проведенными в ближних зонах ряда крупных водохранилищ Узбекистана.

Анализ полученных данных сейсмической активности показали наличие зависимости между изменением объема воды в водохранилище и сейсмической активностью слабых землетрясений. Зависимость имеет нелинейный характер и связан с другими влияющими факторами: дополнительной нагрузкой, наличием тектонических разрывов, обводнением, изменением порового давления и т.п. [3,4].

Использование цифровых станций при локации слабых землетрясений дали возможность составить достаточно устойчивую картину распределения очагов по площади, близких к крупным водохранилищам [5,6] (примеры показаны на рисунке 1).

Анализом результатов оценки деформаций и геодезических измерений в ближних зонах водохранилищ Узбекистана выявлено, что при эксплуатации крупных водохранилищ его основание и береговые склоны находятся под воздействием достаточно низкочастотных нагрузок сжатия и растяжения соответствующей интенсивности амплитуд пригибания основания при вариации объема воды. Деформации основания получились соответствующими к предельным тектонически-очаговым деформациям, непосредственно влияющим на регулярное напряженно-деформированное состояние и фоновые геодинамические движения близ лежащего сейсмически активного слоя земной коры [5,6,7].

Предполагалось, что нарушение изостатического равновесия в период эксплуатации водохранилищ является основным силовым источником, изменяющим состояние литостатического равновесия в разломах, в которых, как правило, накапливаются достаточно соизмеримые с сеймотектоническими напряжениями усилия.

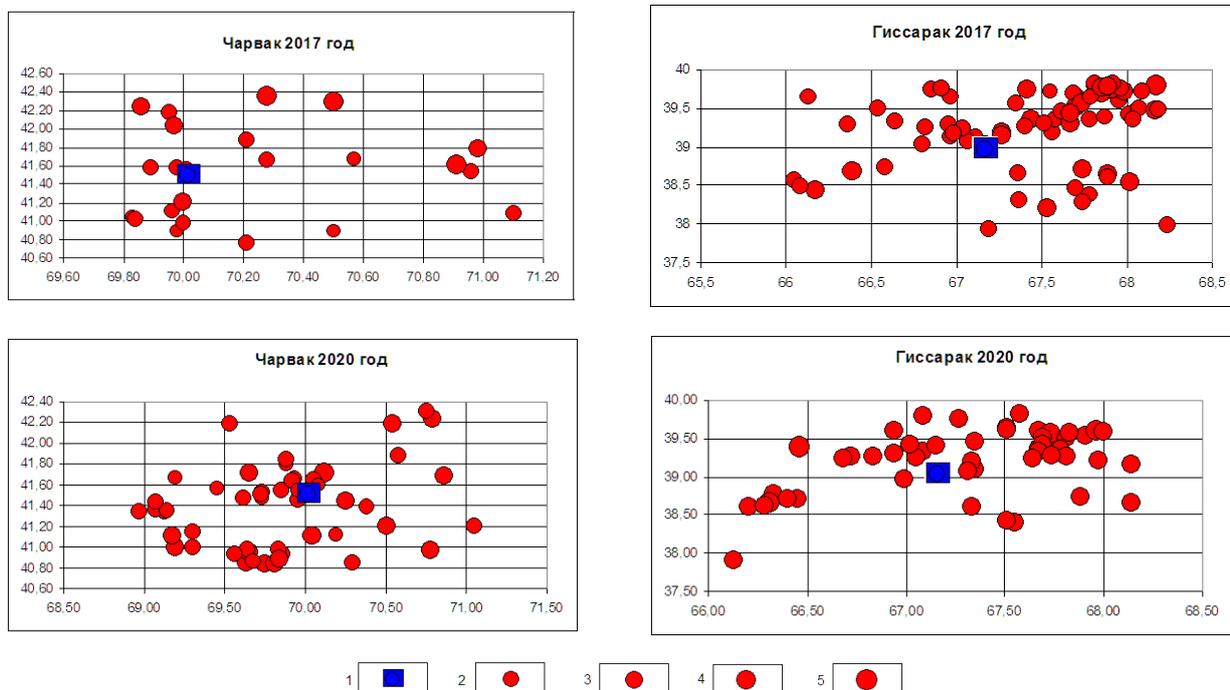


Рис.1. Распределение слабых землетрясений вокруг Чарвакского и Гиссаракского водохранилищ по годам
 В схемах: 1– места расположения Чарвакского и Гиссаракского водохранилищ; энергетический класс соответственно: 2 – $K \leq 9$; 3 – $K \leq 10$; 4 – $K \leq 11$; 5 – $K \leq 12$.

Поэтому, в пределах линейных физических и геометрических связях, с учетом предварительно напряженного состояния, поставлены задачи математической физики для конкретных сейсмически активных разломных зон, моделируя напряженно-деформированное состояние земной коры ближних зон эксплуатируемых водохранилищ Узбекистана [8,9]. Модуль расчета построен на основании тензоров перемещений 2D-Кельвина и 3D-Купрадза для одной сосредоточенной нагрузки в качестве компонента модели очага предстоящего землетрясения в поле действующих квазистатических сил [8]. Предположено, что жесткое упругое полупространство с напластованными сверху более мягкими плоскопараллельными слоями: ослабленное несколькими не ортогональными (в частном случае ортогональными) цилиндрическими неоднородностями большой протяженности, испытывает на всем протяжении продольный сдвиг, сжатие, на бесконечности задаваемое в виде однородной деформации и вертикальное давление от веса водохранилища.

Пусть полупространство: имеющее внутренние цилиндрические концентраторы напряжений и кусочно-неоднородную весомую среду находится в плоско-деформированном состоянии. Тогда, выбрав центр прямоугольных декартовых координат так, чтобы одна ось была направлена по оси концентратора, а остальные – по условию выбора правой системы, придем к статической задаче для уравнения равновесия Ламе [17]:

$$(\lambda + \mu) \text{grad}(\text{div} W) + \mu \nabla^2 W = - mgh;$$

где $W\{u, v, w\}$: $u = u(x, y, z)$; $v = v(x, y, z)$; $w = w(x, y, z)$ компоненты перемещений; λ, μ - упругие постоянные Ламе; с условиями на границе: $\sigma^{(i)}_{nn} = \sigma^{(i+1)}_{nn}$; $W^i_1 = W^i_2$; $\sigma^{(i)}_{ns} = \sigma^{(i+1)}_{ns}$; для сочетания и участков групп концентраторов; $\sigma^{(i)}_{nn} = \sigma^{(i+1)}_{nn}$; $W^i_1 = W^i_2$; $\sigma^{(i)}_{nn} = k \sigma^{(i)}_{ns}$ - где $\sigma^{(i)}_{jj}$ - jj -тые компоненты напряжений в i -том концентраторе; k - коэффициент Кулона (трении покоя). на свободной поверхности. $\sigma_{nn} = 0$; $\sigma_{ns} = 0$; на границе с основанием водохранилища

действует квазистатическая нагрузка δg_v от давления веса объема

$$\delta g_v = \frac{1}{4\pi\mu T} \sum_{k=1}^m (P_k \Delta S_k \Delta t_k / S_k^2); \text{ где } \pi \approx 3,14; \mu - \text{ модуль сдвига; } T - \text{ общее время нагрузки}$$

разгрузки на основание; P_k – давление на основание при Δt_k ; ΔS_k – разница изменения площади зеркала при росте k от разных Δt_k ; Δt_k – интервалы от нагрузки до разгрузки (или обратно) времени (всегда $T > \Delta t_k$); S_k^2 – изменения площади зеркала. Дополнительные (местные) напряжения появляются за счет наличия нескольких разрывов: $\sigma_{pq} = \sigma_{pq}^0 + \sigma_{pq}^* + \sigma_{pq}^{**} + \delta g_v$; $p \sim q \sim (1, 2, 3, \dots)$. Функция $\sigma_{ij}(u, v, w)$, удовлетворяющая уравнению Ламе для полупространства для выявленных сосредоточенных сил (P, Q, N) и при соответствующем δg_v и $\Delta \sigma_i$, дала картину 2D поля напряженно-деформированного состояния [15,17]. Используя принцип Сен-Венана, принято, что точки (x_0, y_0, z_0) и (x_{0j}, y_{0j}, z_{0j}) приложения сосредоточенной силы будут находиться в середине разрыва [17,19]. Сопоставление полей касательных напряжений с современной геодинамической обстановкой показали хорошее сходство [20]. На рис 2 показан пример расчета вариации давления (продольных напряжений $\Delta \sigma$) на горные породы за 12 месяцев 2016, 2017, 2018 годов в зоне возможного влияния Гиссаракского водохранилища.

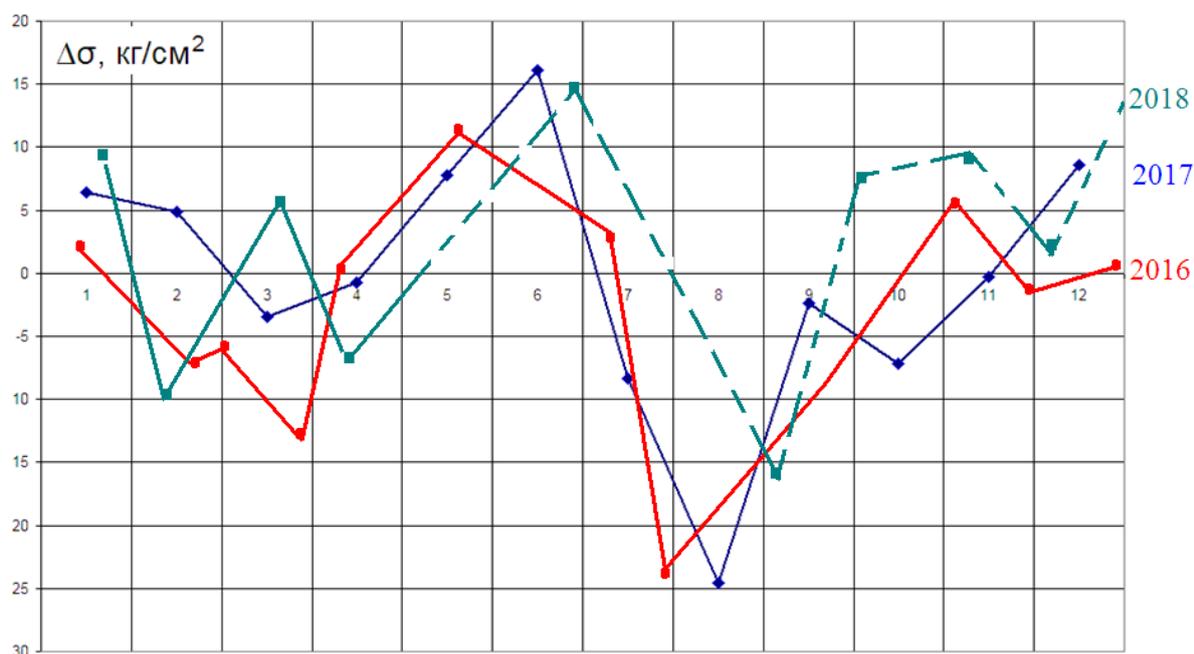


Рис. 2. Расчеты вариации давления (напряжений $\Delta \sigma$) на горные породы за 12 месяцев (2016, 2017, 2018 годы) в зоне возможного влияния Гиссаракского водохранилища

В результате построения полей напряжений выявлено, что дополнительные концентрации напряжений в зонах нарушений одинаковых масштабов (размеров) могут локализоваться близко друг от друга, и вариация общего объема водохранилищ вероятнее всего может компенсировать давление в ближних участках в пределах нагрузки и разгрузки.

Диапазон изменения кусочных однородностей в составе массива, на границе которых концентрируются напряжения, отличаются определенной неоднородностью физико-механических свойств. Для определения влияния неоднородности массивов на смещения, деформации и напряжения экспериментально назначены четыре условия нагрузки. Такая постановка позволила установить зависимость между деформацией и вертикальными нагрузками в привязке к кусочным неоднородностям.

Сопоставление полученных нами результатов, полей вертикальных перемещений по глубине основания водохранилища при разных нагрузках, показанных в рисунке 3, с данными смещения земной коры в результате переменных нагрузок в Чиркейском водохранилище, полученных Ш.Г.Идармачевым, В.И.Черкашиным, М.А.Мусаевым и И.Ш.Идармачевым, в работе показало удовлетворительную согласованность [10].

В результате расчета по моделям [5,7,8], обработки данных [6,9], материалов из литературных источников [1,2,4] и личных исследований [3,9,11] по водохранилищам нами составлена таблица 1, где при эксплуатации наблюдаются существенные изменения фоновой сейсмичности в ближней зоне. Построена зависимость между $N_{фон}$ (средний локальный фон количества землетрясений в год в радиусе 50 км от объекта), N (многолетнее среднее фоновое количество землетрясений, на 10 летный удел) и Δn (разность количества землетрясений) в период эксплуатации одиннадцати высоконапорных водохранилищ. Зависимость показывает, что водохранилища с умеренным давлением на основание до 11,5 бар эксплуатируются более высокочастотнее, чем водохранилища с давлением на основание от 14,0 до 30,0 бар.

Изменения этих давлений на основания создают те смещения или напряжения, которые практически создают дополнительное поле деформаций [6,21]. Большинство землетрясений происходили на глубине менее 10 км; очаги были приурочены к тому участку, где глубина водохранилища была наибольшей, а некоторые гипоцентры совпали с пересечениями сейсмоактивных разломов, проходящих в этом районе. В эти анализы включены также усиление сейсмической активности геодинамических изменений, отмеченные при заполнении водохранилищ гидроэлектростанций Синфынь в Китае, Монтинар во Французских Альпах, Марафон в Греции, Талбинго в Австралии, Куробе в Японии, Бенмор в Новой Зеландии, Канелль в Испании, Вайонт в Италии.

Таблица 1. Изменения параметров давления и сейсмичности зон водохранилищ

№	А	ΔH	ΔP	ΔT	n	$N_{фон}$	N	Δn
1	Тупаланг (Узбекистан)	38	0,365	2	5	24	2,9	- 5
2	Гиссарак (Узбекистан)	40	0,405	3	3	11	0,9	2
3	Андижан (Узбекистан)	43	0,426	2	8	18	1,3	5
4	Чарвак (Узбекистан)	50	0,537	2	8	16	0,9	7

Условные обозначения к таблице 1: ΔH (м) -- усредненная вариация уровня воды за Δt (месяц); ΔP (бар) – вариация давления на основании; ΔT – среднее количество вариации давления при эксплуатации; n – среднее количество землетрясений с энергетическим классом $9 \leq K \leq 15$ до следующей вариации объема, где $K=LgE$ (E-энергия землетрясения); $N_{фон}$ – средний локальный фон количества землетрясений в год, в радиусе 50 км от объекта; N – многолетнее среднее фоновое количество землетрясений на 10 летный удел; Δn – разность количества землетрясений от года в год.

Проведенные исследования показали, что постепенное изменение нагрузки-разгрузки в водохранилищах, в процентном отношении к общему объему, соответствует понижению давления в среднем на 0,05 баров при 5% уменьшении объема. 6% соответствует понижению на 0,1 бара; 7% соответствует понижению 0,15 бара. В реальности оно соответствует динамике вариации давления воды. Количество землетрясений в ближней зоне, например водохранилища Чарвак за 2014 год при 5%, 6% и 7% вариации объема воды по отношению к общему объему за вес цикл активной эксплуатации, а также изменение энергетических классов за этот же период показали существенный сброс напряжений сопровождаемыми 43 землетрясениями с энергетическим классом $7 \leq K \leq 9$ в зоне с радиусом до $R=50$ км. Изменение их количества наблюдается в основном при изменении столба воды (или давления на основания чаши) от 0,1 по 0,15 баров. Эта зона 6% и 7% процентных вариаций [12].

Выявлено, что деформации основания могут соответствовать предельным тектонически-очаговым деформациям, непосредственно влияющих на регулярность напряженно-деформированного состояние и фоновых геодинамических движений близлежащего сейсмогенного слоя земной коры (в пределах зоны активного влияния водохранилищ).

Таким образом, выявлены закономерности развития геодинамических процессов в зонах деформационного влияния крупных водохранилищ, решая задачи математической физики для конкретных сейсмически активных разломных зон, пересекающих основания крупных гидротехнических сооружений Узбекистана.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства инновационного развития и Академии наук Республики Узбекистан (Государственная Программа фундаментальных исследований на 2017-2020 годы, грант №ФА-Ф-8-008), за что авторы выражают им свою искреннюю благодарность.

Литература

- 1 Нурмагамбетов А., Курманов Б.К. О техногенных процессах в земной коре Казахстана. // Вестник КазНТУ.- №4.-2014.-С.53-60.
- 2 Chopra Satinder and Marfurt Kurt Seismic Attributes – a promising aid for geologic prediction.// REC@RDER Canadian Society of Exploration Geophysicists.- 2006.- vol. 31 No. Special: <http://csegrecorder.com/articles/view/seismic-attributes-a-promising-aid-for-geologic-prediction> (обращение: 24.07.2020, 17.30 ч.)
- 3 Алимухамедов И.М., Шукуров З.Ф., Хамидов Х.Л., Зиёмов Б.З., Фахриддинов Ж.Ф. Показатели локальной геодинамической активности земной коры зон водохранилищ // Геология и минеральные ресурсы - Ташкент, 2014.- №3 - С.37-42.
- 4 Влияние водохранилища на сейсмическую активность района.// Проблемы энергетического сектора.- (<http://www.exposcen.ru/okidirs-316-4.html> обращение: 23.07.2020, 14.23 ч.)
- 5 Хамидов Л.А., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л. Возможный механизм возникновения землетрясений в зонах активного влияния водохранилищ.// Журнал «Экологический Вестник Узбекистана» – 2017.- № 1 (189).- С.20-21.
- 6 Kh.L. Khamidov Assessment of strain effect of strong-motion (focus) zones of earthquakes on earth's surface displacement. // J.Geodesy and Geodynamics.- China: vol.8.- N1.- 2017.-P. 34-40.
- 7 Хамидов Л.А. Внутренние усилия тектонических структур от вариации техногенной нагрузки.// Доклады АН РУз - Ташкент.- 2017.- N 3 – С.43-48.
- 8 Хамидов Л.А., Ахмаджонов А.З., Модуль расчета тензоров перемещений 2D-Кельвина и 3D-Купрадза для одной сосредоточенной нагрузке в качестве компонента модели очага предстоящего землетрясения в поле действующих геостатических сил. // Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии – Межд. научная конференция.- Ташкент, Узбекистан, 15-16 октября 2018 г.- С.293-297.
- 9 Хамидов Л.А., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л. Об изменчивости параметров сейсмичности в зонах активного влияния водохранилищ Узбекистана.// Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы (на базе сейсмической станции «Симиганч», Душанбе, Республика Таджикистан.- 11–15 сентября 2018 г.). / Отв. ред. А.А. Маловичко. - Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. - С.307-311.
- 10 Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Мусаев М.А., Идармачев И.Ш. Оценка деформаций земной коры в районе Чирекской ГЭС в результате сезонных нагрузок от водохранилищ.//Инженерная геология.-№2.-2015.-С.52-57.
- 11 Хамидов Л.А. Линейная модель концентрации напряжений в разломах земной коры, находящихся в ближней зоне деформационного влияния крупных водохранилищ.// Проблемы сейсмологии.-Ташкент.-2019.-№1.-С.41-51.
- 12 Хамидов Л.А., Алимухамедов И.М., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л. Параметры локальной геодинамики ближних зон водохранилищ. // J.Seysmologiya muammolari.-№1(2),-2020.-С.64-80.

СЕКЦИЯ 4

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ СНИЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА

УДК 624.131.4.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОСАДОЧНЫХ ГРУНТОВ ТУРКМЕНИСТАНА

Агаева Л.А.¹, Байрамова И.А.², Сейитлиев Р.Ч.¹, Рахманова М.С.¹

¹ *Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства Министерства
Строительства и архитектуры Туркменистана, г.Ашхабад, Туркменистан*

² *Научно-исследовательский институт Природного газа Государственного Концерна
«Туркменгаз», город Ашхабад, Туркменистан*

Туркменистан расположен в Центрально-Азиатском регионе, который характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением и высокой сейсмичностью. Оценка сейсмической опасности актуальна для всей территории страны, где даже в относительно «спокойных» в настоящее время, в геологическом отношении, районах в прошлом происходили и не исключены в будущем землетрясения различной интенсивности [1].

Просадочные лессы и лессовидные породы, широко распространенные на территории Туркменистана, являются, во-первых, основными площадями сельскохозяйственных культур, во-вторых, основанием промышленно-гражданских, гидротехнических и других сооружений, в-третьих, они характеризуются специфическими особенностями, т.е. при увлажнении или при динамических, статических воздействиях, особенно при землетрясениях, изменяются их структурно-текстурные особенности (пористость, сжимаемость, сопротивление сдвигу, величина сцепления, просадочность и сейсмические свойства и др.), происходят тиксотропное разжижение, разуплотнение и увеличение сейсмической интенсивности [4].

По материалам инженерно-геологических изысканий гидрогеологическими экспедициями ГК «Туркменгеология» нами составлена схема прогнозной просадки грунтов зоны аэрации и развития лессовых пород на территории Туркменистана. В ее основе данные лабораторных, полевых-натурных и опытных исследований, а также использованы данные по шурфам для площадей с одинаковыми мощностями просадочных толщ и с одинаковыми инженерно-геологическими свойствами лессовых пород и другие признаки просадочности как: генезис, возраст, рельеф, строение толщи, мощность лессовых пород, тип просадки и т.д. На схеме отражены генетические типы пород, мощность просадочной толщи, районы с величинами просадки 0-0,15м; 0,15м-0,30м; 0,30м-0,5м; 0,5м-1,0 м.

Просадочные лессовые грунты встречаются почти повсеместно, за исключением центральной части Туркменистана. По условиям залегания эти породы занимают покровное положение, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. В северных районах, где просадочные лёссовые толщи развиты локально, их мощность обычно составляет от 5 м до 7 м, в районах сплошного распространения она повышается до 15м-25м и более. Наиболее мощные толщи лёссовых пород (от 80м до 100 м) обнаружены в межгорных впадинах.

Для просадочных лёссовых толщ характерно наличие разнообразных прослоев и включений, например, прослой песка и гравийно-галечниковых пород мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров [2,3]. В зависимости от возможного проявления просадки пород от собственного веса грунтовые условия участков, сложенных просадочными породами, подразделяются на два типа: первый – просадка толщ пород

возможна в основном от внешней нагрузки, а просадка от собственного веса породы отсутствует или не превышает 5 см; второй – величина возможной просадки толщи пород от собственного веса превышает 5 см.

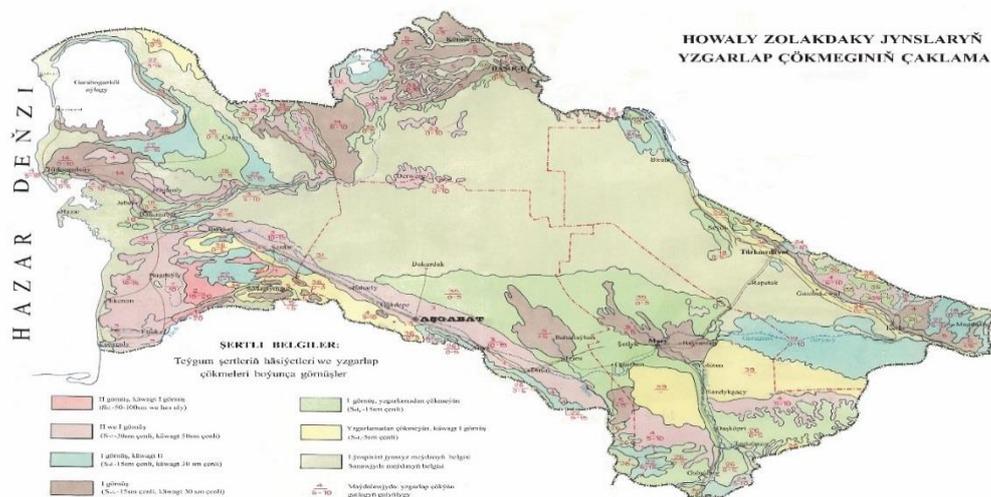


Рис. 1. Карта просадочности территории Туркменистана

Составленная схема показывает современное состояние территории Туркменистана по степени просадочности. При оценке территории по просадочности, согласно существующим строительным нормам, принят коэффициент просадочности 0,01 от природного давления. Характер изменения коэффициента относительной просадочности с глубиной увязывается с закономерностями изменения плотности скелета грунта, пористости, естественной влажности, содержания водорастворимых солей с глубиной.

На значительной территории Западно-Туркменской низменности просадочные лессовые породы имеют мощность 10 м-15 м, при этом величина просадки составляет 15-30 см и залегают грунты с условиями по просадочности II. Грунтовые условия по просадочности II имеют территории с мощностью лессовых пород 5 м-10 м и величиной просадки до 30 см.

К этим площадям относятся районы, расположенные на Красноводском полуострове, на юго-восточном и южном побережье залива Карабогазгол, в северной части страны (начиная от реки Амударьи до озера Сарыкамыш), дельтах рек Теджена, Мургаба и вдоль правобережья реки Амударьи.

Сейсмические свойства просадочных лессовых пород характеризуются своеобразными чертами, которые не имеются или слабо выражены у других пород. Сейсмические характеристики лессов (скорости упругих волн, константы поглощения, приращение сейсмического балла и др.) находятся в зависимости от значений влажности пород и от географической среды [1]. Изменение сейсмического балла при промышленной и городской застройке территорий, сложенных просадочными лессовыми породами, следует считать неизбежным процессом и в зависимости от геологического строения процесс протекает различно.

Если просадочная лессовая толща подстилается водоупором или является обводненной в нижней своей части, то происходит образование водоносного горизонта. Процесс обычно останавливается, когда зеркало воды достигает глубины 1 м-3 м от поверхности земли.

В случае, если просадочные лессовые образования подстилаются безводными водопроницаемыми породами, после застройки территории водоносный горизонт обычно не образуется, но происходит повышение влажности лессовых пород до 20%-24%. В этом случае, если первоначальная влажность пород была меньшей, происходит некоторое падение

прочности структурных связей и возникает предрасположенность пород к сейсмическим просадкам.

Для полной характеристики просадочности по Туркменистану составлена таблица, где выделены все параметры просадочной толщи по территории распространения (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика просадочной толщи грунтов

Обозначения территорий	Мощность лессовых пород, Н, м	Мощность просадочной толщи, Н, м	Величина просадок, см	Тип территорий по просадочности
1	2	3	4	5
<i>Территория преобладающего распространения лессовых пород по просадочности при природном давлении</i>				
1	более 20	более 20	50-100, реже 100	II
2	более 20	15-20	30-50 реже до 100	II
3	более 20	10-15	15-30 реже до 50	II
4	более 20	5-10	5-15 реже до 30	II, I
5	более 20	5	0-15	I, II
6	более 20	5	0-10 реже 15	I, редко II
7	15-20	10	5-30	II
14	5-10	5-10	5-30 реже до 50	II, редко I
16	5-10	до 3	5	I
18	0-5	0-5	0-5	I
19	более 10	0-10 реже более 10	0-3	преобладает I
20	не установлено			преобладает I
<i>Территория распространения лессовых пород просадочных преимущественно при дополнительных нагрузках</i>				
22	до 20 и более	5-15	5-30 реже до 50	II, редко I
24	5-10	3-10	5-15	I
26	0-10	0-5	0-5	I, реже не просадочные
29	не установлено			преобладает I или не просадочные
<i>Территория прерывистого и островного распространения просадочных и непросадочных лессовых пород</i>				
31	2-30	суффозионно-просадочные		II, I
33	0-30	0-10	0-30	I, редко II
35	0-10	0-5	0-10 реже до 30	I, очень редко II и не просадочные
36	0-5	0-3	0-5	непросадочные
39	не установлено			непросадочные под толщей эоловых песков

Согласно составленной карте и данным таблицы №1, 1 и 2 территории с грунтовыми условиями по просадочности II охватывают значительные площади в Западном Копетдаге и неширокой полосой протягиваются вдоль государственной границы на юго-западе страны. Наиболее широко распространенными являются площади с грунтовыми условиями по просадочности II, где величина просадок изменяется от 15 см до 50 см. Эти площади

протягиваются вдоль Каракум-реки, охватывают территории рек Мургаба и Теджена и широко распространены на правом берегу реки Амударьи.

При производстве инженерно-геологической съемки грунты разделяются по возрасту, генезису, составу и состоянию в соответствии с действующими стандартами, строительными нормами и общепринятыми стратиграфическими схемами, генетическими классификациями. По результатам опробования грунтов и изучения их состава, состояния и свойств в процессе инженерно-геологической съемки выявляются закономерности изменения показателей свойств основных литогенетических типов грунтов по площади и в разрезе, определяются границы распространения грунтов различных категорий по сейсмическим свойствам.

При инженерно-геологических изысканиях на строительных площадках, сложенных просадочными грунтами, необходимо в обязательном порядке также определять тип грунтовых условий по просадочности с указанием возможных значений просадки грунтов от собственного веса. Так, изменчивость свойств грунтов определяется по следующим признакам:

- для крупнообломочных грунтов - по гранулометрическому и петрографическому составу, количеству песчано-глинистого заполнителя, степени влажности, а также объемной массе грунта;

- для песчаных грунтов - по гранулометрическому составу, плотности сложения, степени влажности и объемной массе грунта;

- для глинистых грунтов - по гранулометрическому составу, показателю текучести (консистенции), коэффициенту пористости, объемной массе грунта, степени влажности, засоленности, а также по показателю просадочности (набухания);

- для грунтов просадочных, набухающих, засоленных, заторфованных, насыпных, закрепленных или уплотненных различными методами изменчивость свойств определяется специальными показателями, а их сейсмические характеристики, как правило, определяются на основе инструментальных данных.

Выводы:

1. Просадочные лессовые породы занимают значительную часть территории Туркменистана. При сейсмических воздействиях в их поведении много своеобразия: в них образуются сейсмодислокации, сейсмические сели и просадки, а изменение приращения сейсмического балла наблюдается уже при сравнительно небольшом изменении влажности.

2. Детальному изучению при инженерно-геологических изысканиях подлежат те физико-геологические процессы и явления, которые могут возникнуть или активизироваться при землетрясениях и представлять непосредственную опасность для существующих или проектируемых сооружений (обвалы, оползни, трещинообразование, оседание поверхности земли, суффозия и тиксотропное разжижение грунтов и др.), в связи с чем особо выделяются и оконтуриваются по площади распространения грунты динамически неустойчивые (просадочные, тиксотропно-разжижающиеся, обводненные) и грунты искусственные (насыпные, намытые, закрепленные, уплотненные), физические свойства которых, как правило, нестабильны и неблагоприятны в сейсмическом и строительном отношении.

Литература

- 1 Агаева Л.А., Байрамова И.А. Взаимосвязь гидрогеологических и сейсмических условий при строительстве. Общественно-политический и научный журнал «Строительство и архитектура Туркменистана». №3 (19). 2019г. С.28-35.
- 2 Кригер Н.И., Болиховская Н.С., Котельникова Н.Е., Лаврусевич С.И., Севостьянов В.В. Палеогеографические циклы и стратиграфия лёсса Средней Азии и Казахстана. Т. 457. – Новосибирск, 1980. С. 99-114.
- 3 Соколов В.Н. Проблема лёссов. // Соросовский образовательный журнал № 9, 1996. – С. 86-93.
- 4 Трофимов В.Т. О механизмах формирования просадочности лессовых пород. // Геоэкология. – 2001. – №2. – С. 141–148.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗАСОЛЕНИЯ ГРУНТОВ Г. НУКУСА С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ

Аимбетов И.К., Бекимбетов Р.Т.

ККНИИЕН Каракалпакского отделения АН РУз, г. Нукус, Каракалпакстан

В настоящее время можно наблюдать, как под воздействием грунтовых вод происходит разрушение фундаментов и стен зданий Каракалпакстана. Особенно от подтопления и засоления грунтов страдает г. Нукус.

Нукус расположен на повышенной части правобережья современной дельты Амударьи и представляет собой равнину, сложенную аллювиально-дельтовыми отложениями, которые охватывают пойму и подпойменные террасы. Она имеет слабый уклон на север и северо-запад. В этом же направлении территория города пересекается крупным ирригационным каналом «Дослык». На территории города наиболее широко распространенным типом четвертичного возраста являются аллювиальные отложения Амударьинского комплекса (А Q4), представленные переслаивающимися толщами песков, супесей, и глин. Эти толщи подстилаются прослойками верхнемелового отложения, представленными выветрелыми и трещиноватыми известняками.

Результаты исследований показывают, что в Нукусе происходит рост уровня подземных вод (Рис.1). Анализ графика, представленного на рис.1, показывает, что наблюдается изменение уровня подземных вод по годам. Это связано, прежде всего, с орошением этой территории и фильтрацией воды из оросительной системы магистральных каналов, протекающих через город.

Анализ архивных материалов местных изыскательских организаций показал, что в 1970 году при уровне подземных вод 2-5 м., минерализация подземных вод составляла 1.7 г/л, в 1986 году уровень грунтовых вод поднялся до 0,3-2 м, а минерализация в среднем достигла 18 г/л, в некоторых случаях до 32 г/л.

Данное обстоятельство свидетельствует об увеличении агрессивности подземных вод, что в свою очередь способствует разрушению фундаментов и стен многих зданий в центре города, построенных в 40-х и 70-х годах прошлого века. При этом г. Нукус недостаточно обеспечен дренажной системой.

Под агрессивным действием подземных вод происходит преждевременное разрушение фундаментов и стен зданий (Рис.1).

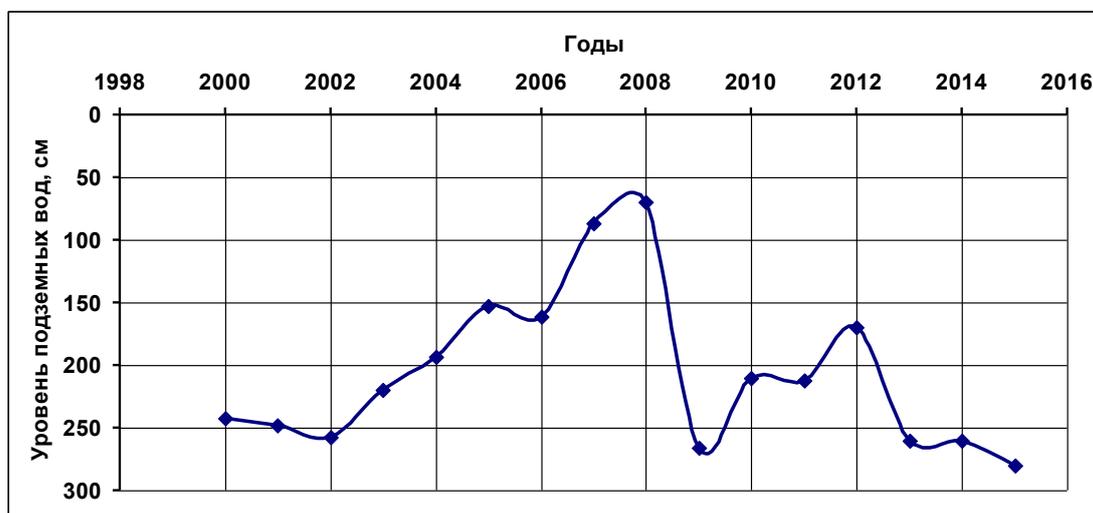


Рис. 1. Изменение уровня подземных вод города Нукуса

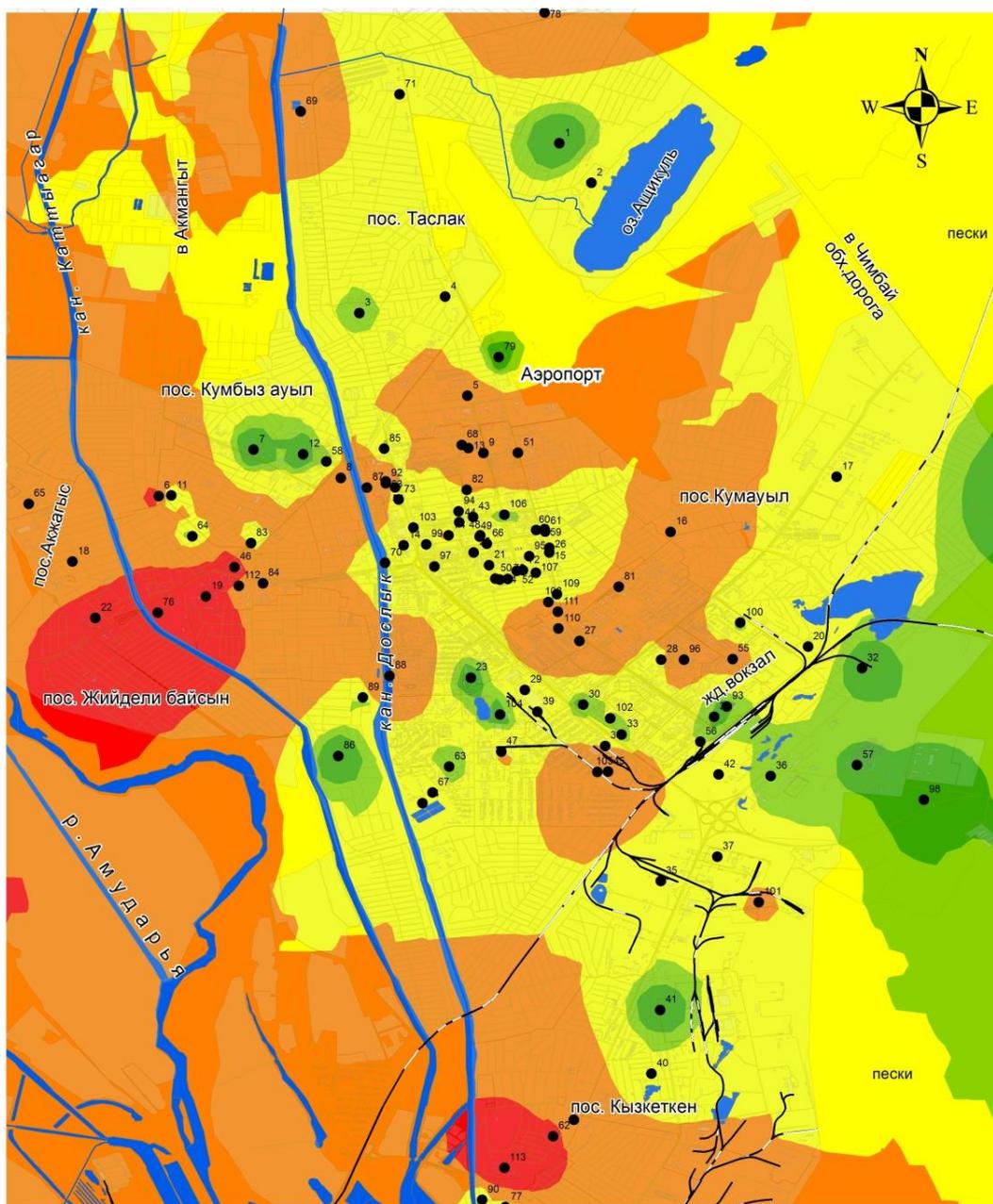


Рис. 2. Характер разрушения здания по ул. А.Шамуратовой в г. Нукусе (2018 г.)

Для предотвращения агрессивного воздействия солей на здания необходимо оценить закономерность засоления грунтов г. Нукуса.

Для оценки характера распространения солей и определения типов солей, которые оказывают разрушающее действие на бетонные конструкции, были составлены карты засоления грунтов Нукуса. При этом были использованы материалы существующих инженерно-геологических изысканий Нукусского филиала UzGASHKLITY. Карты составлены с использованием компьютерной программы ArcGIS. При составлении карт были обработаны результаты определений засоленности грунтов 113 выработок, залегающих до уровня подземных вод. Площадь исследований – 153,6 кв.км. При составлении карт-схем в качестве основы была использована карта города в масштабе 1:50 000.

На рис.3 представлена карта-схема засоления грунтов г. Нукуса до уровня грунтовых вод, отражающая степень засоления грунтов. Анализ карты показывает, что по классификации В.М.Безрук и др. [3; с.454] по степени засоленности грунты относятся к слабозасоленным и засоленным типам.



Условные обозначения



Рис. 3. Карта схема засоления грунтов города Нукуса до глубины подземных вод
 1 - (0,026-0,33 %); 2 - 0,33-0,44% (слабозасоленная); 3 - 0,44-0,74%; 4 - 0,74-1,59% (засоленная); 5 - 1,59-4,0 % (сильно засоленная); ● - скважины.

Химический анализ грунтов показал, что грунты Нукуса содержат сульфатные и хлоридные соли, поэтому были построены карт засоления грунтов с учетом одновременного действия сульфатных и хлоридных солей [5; с 8.] На рис. 4 представлена карта засоления грунтов при одновременном действии хлоридных и сульфатных солей к бетонам приготовленном на портландцементе по ГОСТ 10178-Х5*. Анализ карты показывает, что грунты города до глубины грунтовых вод по действию к бетонам, приготовленном на основе вышеуказанного портландцемента, являются в основном средне и сильно агрессивными.

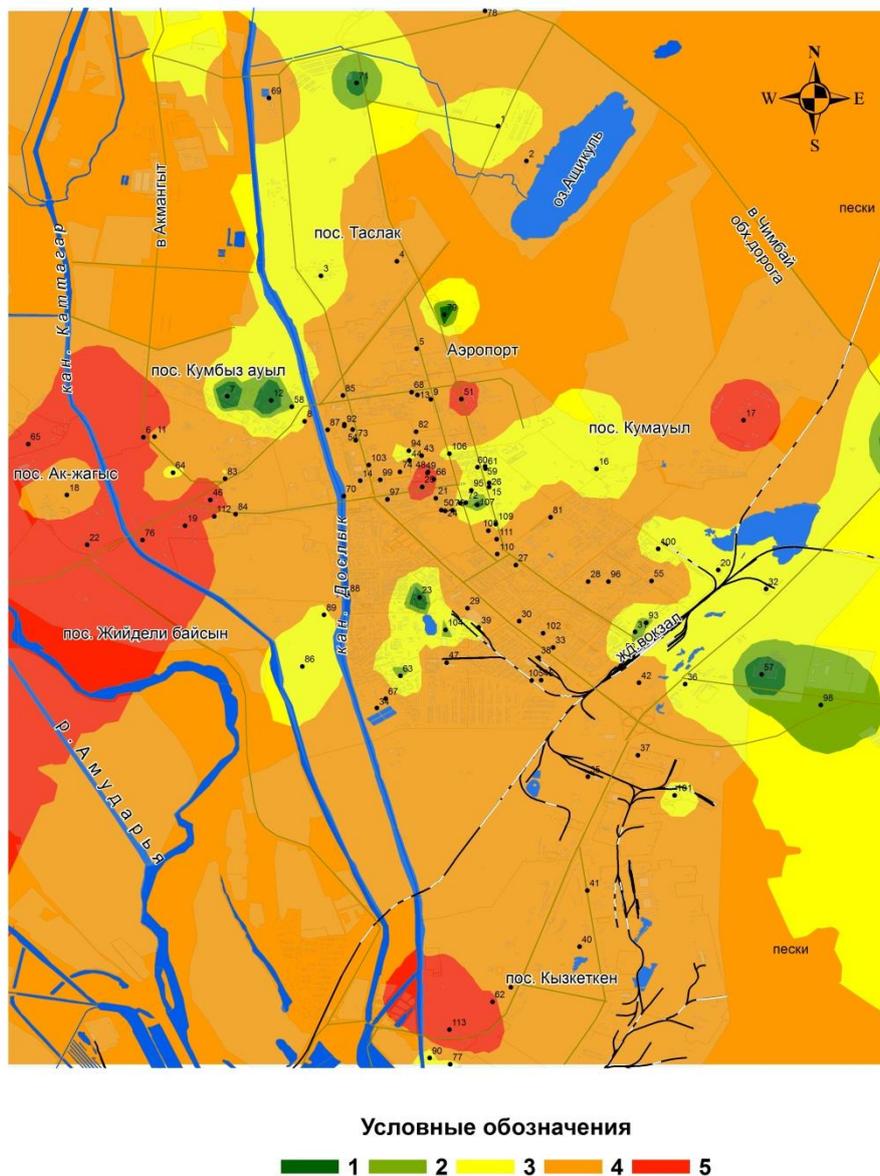


Рис. 4. Карта схема засоления грунтов г. Нукуса по действию к бетонам, приготовленном на портландцементе ГОСТ 10178-X5 (при одновременном действии хлоридных и сульфатных солей)

1 - неагрессивная (160-828 мг/кг); 2 - неагрессивная (828-1026 мг/кг); 3 - слабоагрессивная (1026-1694 мг/кг); 4 - средне агрессивная (1694-3944 мг/кг); 5 - сильно агрессивная (3944-11512 мг/кг); ● – скважины.

Анализ карт показывает, что наиболее засоленными и агрессивными свойствами по действию к бетонам, приготовленных на несulfатостойких цементах, являются грунты левобережья канала «Дослык».

Наряду с этим, с применением ГИС технологий были построены вертикальные литологические срезы территории Нукуса. Эти срезы позволяют более эффективно проектировать новую дренажную систему города и осуществлять реконструкцию существующей дренажной системы.

Для уменьшения агрессивного действия солей на подземные части зданий и сооружений в г. Нукусе необходимо осуществлять мероприятия по снижению уровня подземных вод, т.е. устраивать противодиффузионные покрытия в оросительных сетях города, магистральных каналах осуществлять ремонт, реконструкцию и проектировать новую дренажную систему для снижения уровня подземных вод. Особенно эти мероприятия

необходимо проводить в наиболее засоленных территориях города. Эти мероприятия позволят увеличить долговечность зданий и сооружений города Нукуса.

Литература

- 1 Аимбетов И.К., Сейтнязов Ш. Некоторые инженерно-геологические исследования г. Нукуса. //Вестник Каракалпакского отделения АН РУз, №1 1998. С. 22-24.
- 2 Аимбетов И.К. Строительство сооружений на засоленных грунтах Республики Каракалпакстан. Нукус: «Илим», 2014. 115 с.
- 3 Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. –Л.: Недра, 1985. 511 с.
- 4 КМК 2.02.01-98 – «Основания зданий и сооружений. Государственный комитет Республики Узбекистан по архитектуре и строительству. Т.: 1999. 56 с.
- 5 КМК 2.03.11-96 «Защита строительных конструкций от коррозии». Т.: 1996. 86 с.

УДК 550.34

О ПРОБЛЕМЕ СНИЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА В ТУРКМЕНИСТАНЕ

Амансахатов Ю.А., Ахмедов З.М., Агаева Л.А., Эсенов Э.М.

*Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства (НИИСС)
Министерства Строительства и архитектуры Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан*

Территория Туркменистана является одной из наиболее сейсмоопасных в Центральной Азии, которая определяется тектонофизической обстановкой и связана с крупными геолого-тектоническими структурами альпийской складчатой зоны Туркмено-Хорасанских гор, системой Эльбурса и сопредельных платформенных структур Туранской плиты. Горные системы Копетдаг, Большой и Малый Балханы, Кубадаг, Кугитанг и др. обладают высокой сеймотектонической активностью. Подтверждением тому является Ашхабадское землетрясение 1948 года с магнитудой 7.3, приведшее к гибели около 80% жителей города и его окрестностей. Согласно данным международной организации ЮНЕСКО, это была одна из самых разрушительных катастроф XX века.

Ежегодно в Туркменистане сейсмическими станциями регистрируется более 3 тыс. различных по интенсивности землетрясений. Возможность их активизации отражена на нормативных картах районирования сейсмической опасности, где указаны предполагаемые места, максимальная сила возможных землетрясений, а также период времени, в течение которого они могут произойти [3]. Вопросами установления предела ожидаемого сейсмического эффекта и природных факторов, формирующих интенсивность сотрясений в условиях техногенеза, определяется актуальность исследований в области инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства.

Развитие цивилизации происходит в условиях проявления экстремальных природных опасностей – землетрясений, тайфунов, пожаров, наводнений и т.д.

Чрезвычайные ситуации остаются одним из серьезнейших препятствий на пути к достижению устойчивого развития и обеспечения безопасности стран. Поэтому решение проблемы минимизации опасности бедствий через анализ рисков и инновационного управления ими с целью создания возможностей для обеспечения и усиления устойчивого развития стран, надежной защиты населения от чрезвычайных ситуаций является одной из наиболее важных общественно-государственных задач.

Казалось бы, степень приспособленности человечества к ним должна быть достаточно высокой и, с развитием техносферы, повышаться. Однако, этого нельзя сказать о происходящих редко землетрясениях, проявляющиеся с катастрофическими последствиями.

Логика жизнедеятельности человечества требует освоения и урбанизации новых территорий, включая и сейсмоопасные. В них строятся города, потенциально опасные

сооружения и объекты, что способствует росту возможного ущерба от землетрясений. Предполагается, что к 2030 году половина населения Земли будет жить в городах, из которых более 80%, развивающихся наиболее быстрыми темпами, расположены на территориях с высоким уровнем сейсмичности. В этих условиях в настоящее время проживают сотни миллионов людей. Указанные причины приводят к возрастанию вероятности развития различных катастроф; инициированные землетрясениями аварии на потенциально опасных объектах приводит к наиболее тяжелым последствиям.

За последние 25 лет в результате стихийных бедствий и техногенных аварий в мире погибли более 3 миллионов человек и более 1 миллиарда пострадали. Безусловно, это требует постоянного изучения и мониторинга источников риска для населения и территорий, а также поиска эффективных механизмов минимизации их последствий и управления им.

Строительство зданий с завышенной сейсмостойкостью приводит к необоснованным капитальным вложениям, а дефицит сейсмостойкости построенных – к возможности их повреждения или разрушения при землетрясениях. Стремление к минимизации затрат на строительство и сиюминутным выгодам, в условиях редкой повторяемости землетрясений, приводит к возрастанию губительных ошибочных решений. Другой причиной возрастания последствий от стихии может быть индуцирование землетрясений, в результате беспрецедентной, в истории человечества, по своим масштабам, инженерной деятельности и обусловленными ею антропогенными (техногенными) изменениями природной среды. Например, достоверно установлена возможность возникновения «наведенной» сейсмичности и, как следствие, сильных землетрясений в результате строительства высотных плотин.

Материалы обследования и анализа последствий разрушительных землетрясений показывают, что заблаговременное проведение комплекса организационных и инженерно-технических мероприятий, а также должное руководство населением при угрозе землетрясения и ликвидации его последствий в значительной мере снижают человеческие жертвы и минимизируют материальный урон. Известные примеры оценок колоссального экономического, социального, демографического и экологического ущерба от землетрясений показывают, что игнорировать сейсмическую опасность и риск при рассмотрении перспектив дальнейшего развития государства недопустимо, ибо мировая практика показывает, что стоимость превентивных мер по снижению сейсмического риска оказывается на порядок ниже, а эффективность – гораздо выше, чем затраты на ликвидацию последствий землетрясения.

Исследования показывают, что горная система Копетдага, разделяющая Туркменистан и Иран, обладает высокой сеймотектонической активностью, что подтверждено, в частности, Ашхабадской катастрофой 1948 года. Ввиду своего географического положения, крупные города Балканабад, Туркменбаши и, в частности, столица страны – Ашхабад находятся в сейсмически опасной зоне. Вследствие территориальной организации и быстрого экономического роста, негативное воздействие, в случае мощного землетрясения, может длительно распространиться на всю страну и даже за ее пределы.

Угрозе сейсмической опасности (7 баллов и более) подвержена почти половина территории Туркменистана. Особенно высокий уровень сейсмичности характерен для южного и западного регионов. Ситуация усугубляется тем, что в течение какого-то времени сейсмическая опасность и риск определенной зоны явно недооценивалась и строительство велось здесь без применения адекватных антисейсмических мероприятий. Подтверждение тому – последствия того же Ашхабадского землетрясения 1948 года. Особую тревогу вызывает возможность сейсмических воздействий на потенциально опасные объекты.

Все это ставит проблему обеспечения сейсмической защиты городов и населения Туркменистана на уровень важнейшей государственной задачи. Проблема обеспечения сейсмической безопасности предполагает решение следующих взаимосвязанных вопросов: прогноз чрезвычайных ситуаций, связанных с землетрясением, предупреждение негативных последствий стихии и реагирование.

Сейсмоустойчивость зданий и сооружений в Туркменистане обеспечивается применением, рекомендуемых НИИСС, принципиально новых конструктивных инновационных схем, нормативно-расчётной базы страны [4,7,9] и оказывающих наибольшую сопротивляемость сейсмическим воздействиям. Эффективной мерой сейсмической защиты объектов являются разработка устойчивого искусственного основания фундаментов и усиление конструкций, основанных на оценке расчетной сейсмичности площадок в реальном масштабе времени проектируемого строительства [5].

Указанные виды работ проводятся в строящемся новом современном административном центре Ахалского велаята (области) в посёлке Горджов Геоктепинского этрапа, на автобане Ашхабад – Туркменабат (бывш. г.Чарджоу), жилых домах в Оналды, Овадандепе, Каахка и др., дано также экспертное заключение на строительство туннеля в центре столицы. Масштабность и ответственность всех возводимых зданий и сооружений, требования, предъявляемые к объектам строительства, нормативная база Туркменистана и виды работ, выполняемые лабораториями НИИ Сейсмостойкого строительства в период возведения объекта, обуславливают необходимость проведения грунтовых, бетонных и других видов работ на каждом объекте.

Это требует рассмотрения сейсмологической, инженерно-строительной и спасательной задач в комплексе (рис.1) дальнейшего развития теории сейсмического риска.



Рис. 1. Комплекс задач по обеспечению безопасности населения

Все исследования НИИСС подчинены обеспечению сейсмостойкости зданий и сооружений. Вопросы охватывают проблемы, связанные с совершенствованием методов расчёта зданий и сооружений на сейсмические нагрузки, получением новых строительных материалов на базе местного сырья и, на их основе, – сейсмостойких конструкций, исследованием их свойств, повышением долговечности и надёжности сооружений. Разрабатываются новые нормативные документы и перерабатываются ранее действующие с учётом достижений строительной науки, внедряются передовые инновационные технологии и международные стандарты, а их соблюдение неукоснительно отслеживается на строительной площадке.

Актуальное направление сейсмологической науки, которое сегодня успешно развиваются учеными и специалистами – это оценка сейсмического риска, то есть прогнозирование того, что может произойти со зданиями и сооружениями в результате воздействия землетрясений и принятие сберегающих мер по их защите.

На период с 2017 года до 2021 года совместная деятельность ИСиФА АНТ и НИИСС МСиАТ связана с Международным Туркмено-Японским Проектом – *«Проект улучшения системы сейсмометрических наблюдений на территории г.Ашхабада и вокруг него»*. Основное внимание сосредоточено на разработке направлений Сендайской рамочной программы по снижению риска бедствий на 2015-2030 гг., принятой на Третьей Всемирной конференции ООН в Сендае в марте 2015 г. Исполнение данного Проекта должно сыграть важную роль в сокращении риска бедствий в Туркменистане. В частности, путем установки системы сейсмологических наблюдений в режиме реального времени будет осуществлена оценка сейсмической опасности и риска для территории города Ашхабада. Параллельно с этим планируется создание комплекса программ оценки сейсмического риска, рассчитывающего возможную сотрясаемость территории города [1,2].

В рамках Проекта Японское агентство JICA передает Туркменистану новое сейсмологическое оборудование – современные сейсмические цифровые станции по регистрации сильных движений грунта, а также программные средства по обработке и интерпретации полученных материалов.

Оценка сейсмической опасности и риска является необходимым условием для любого последующего социально-экономического планирования и применения мер, направленных на подготовку к землетрясениям и ликвидации их последствий.

Для обеспечения планомерного и устойчивого развития Правительство Туркменистана проводит целенаправленную политику, которая позволит стране стать более устойчивой перед лицом потенциальных чрезвычайных ситуаций техногенного и природного характера. Для достижения этой цели совместно с Программой развития ООН (ПРООН) достигнуто Соглашение о стратегическом объединении усилий в наращивании потенциала в управлении рисками стихийных бедствий в стране. Правительство Туркменистана приняло решение о выделении соответствующих финансовых средств для совместной реализации с ПРООН задач и мероприятий в рамках Проекта *«Усиление национального потенциала по оценке сейсмических рисков, предупреждению и реагированию на потенциальные землетрясения»*. Исполнение его окажет содействие в усилении органов, аффилированных с деятельностью по подготовке и реагированию на чрезвычайные ситуации в целом.

Проект соответствует принципам Сендайской Рамочной Программы по снижению рисков бедствий будет способствовать реализации всех ее приоритетов в Туркменистане. Цели Проекта соответствуют приоритетам страны в области развития сейсмостойкого строительства, сейсмологии и вышеназванному стратегическому Соглашению.

Пилотная деятельность будет апробирована на территории г.Ашхабада (или в его некоторых районах) для последующего применения успешной практики и подходов в аналогичной работе на территории других населенных пунктов Туркменистана, подверженных сейсмическим рискам.

В плане выполнения Результата 1 Проекта проведен анализ [8] нормативных карт Туркменистана по районированию сейсмической опасности, представленных в качестве основы для оценки сейсмического риска, результаты которого одобрены Ученым Советом Института Сейсмологии и физики атмосферы Академии Наук Туркменистана.

НИИ Сейсмостойкого строительства МСиАТ обладает техническими и кадровыми возможностями для проведения работ по оценке сейсмической уязвимости зданий и сооружений [6] и снижению сейсмического риска.

Литература

- 1 L.A.Agaeva. Major factors, defining seismic hazard of Turkmenistan. // Complexity in earthquake dynamics: from nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability. Proceeding of International Workshop. Tashkent. 25.01-26.01.2012. – p. 84-89.
- 2 Л.А.Агаева, Б.А.Аннамурадов, Л.Ч.Аширова, Г.Ч.Сарыева, Э.М.Эсенов. Международный проект по снижению сейсмического риска г.Ашхабада. Сборник трудов Международной научной конференции «Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии» (к 150-летию Ташкентской НИ обсерватории) - TASECO-2018. Ташкент, 15-16 октября 2018 г. С.435-440.
- 3 Агаева Л.А., Эсенов Э.М. Оценка и районирование сейсмической опасности в Туркменистане. Материалы Первой Евразийской конференции «Инновации в минимизации природных и технологических рисков». Баку (май, 2019год). С.61.
- 4 Гаипов Б.Н., Файнберг Ф.Ф., Эсенов Э.М. и др. Закон Туркменистана «О Государственной сейсмологической экспертизе» от 05 июля 2002г.
- 5 Джурик В.И., Джураев А., Севостьянов В.В., Эсенов Э.М. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. //Методическое руководство по СМР. М.: Недра, 1988. 224 с.
- 6 Ильясов И.Б., Кузнецова Л.А., Эсенов Э.М. Об оценке сейсмической уязвимости зданий на территории существующей застройки г.Ашхабада. Материалы международной конференции «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии» к 100-летию Г.А.Мавлянова. Ташкент, 2010. С.85-96.
- 7 СНТ 2.01.08-99*. Строительные нормы Туркменистана. Строительство в сейсмических районах. //Издание МС Туркменистана. Ашхабад, 2008. 41с.
- 8 Эсенов Э.М. Анализ существующих карт по оценке и районированию сейсмической опасности (ОСР, ДСР, СМР) территорий Туркменистана (Ашхабадский регион и город Ашхабад). Отчет о НИР. Фонды ИСиФА АНТ. Ашхабад. 2019. 106с.
- 9 Э.М.Эсенов, А.Ходжаев. ВСН 01-05. Ведомственные строительные нормы. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов Туркменистана. Изд-во МС Туркменистана. Ашхабад. 2005. 42с.

УДК 550.84: 614.87

К ВОПРОСУ РАЗРАБОТКИ ЭФФЕКТИВНОГО СЦЕНАРИЯ ДЕЙСТВИЙ ГОСУДАРСТВЕННОЙ СИСТЕМЫ ПО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЮ И ЛИКВИДАЦИИ ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЕСЕНИЯХ

Исмаилов В.А., Ёдгоров Ш.И., Актамов Б.У., Бозоров Ж.Ш., Авазов Ш.Б.
Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, г.Ташкент, Узбекистан

Сильные землетрясения являются наиболее грозным явлением природы, наносящим огромный ущерб с многочисленными жертвами. В ряде стран их последствия ощущают в течении многих лет, выделяя значительную часть национального бюджета на ликвидации ущерба. Последствия землетрясений характеризуются еще и тем, что могут стимулировать вторичные опасности природного и техногенного характера. К сожалению, пока невозможно

предотвратить или управлять землетрясением. В тоже время, известен ряд научно-технических, управленческих и организационных мероприятий по защите от сейсмической опасности, которые способны значительно уменьшить ущерб от сейсмической угрозы. Эффективность этих мероприятий, в первую очередь, зависит от степени научной проработанности проблемы, что предопределяет актуальность развития комплекса сейсмологических исследований и обеспечение сейсмической безопасности.

Проблема защиты населения и территорий, уменьшения ущерба от природных катастрофических процессов является общенациональной государственной задачей. Для решения этой проблемы в республике уделяется особое внимание. Разработана и утверждена Государственная программа «Защита населения и территории Республики Узбекистан от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера» (ПКМ от 3 апреля 2007 года, № 71). Принят ряд других постановлений Кабинета Министров Республики Узбекистан. В частности, постановление № 208 от 19 июля 2011 г. «Об утверждении комплексной программы подготовки действия населения при возникновении чрезвычайных ситуаций вследствие возникновения землетрясений (природного и техногенного характера); № 299 от 12 апреля 2019 г. «О мерах по реализации “Сендайской рамочной программы по снижению риска бедствий” на 2015-2030 годы” в Республике Узбекистан». Об актуальности данной проблемы для республики свидетельствует также принятое Президентом Республики Узбекистан Постановление № ПП-4794 от 30 июля 2020 года “О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан”.

Для разработки эффективного сценария действия государственной системы по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций при сильных землетрясениях необходимо определяют основные функции государственной власти и органов местного самоуправления.

1. Основные функции государственной власти:

а) произвести немедленное оповещение в установленном порядке соответствующих органов государственной власти и органов местного самоуправления о факте землетрясения;

б) определять координаты эпицентральной зоны и по данным первичной информации устанавливать область наибольших поражений землетрясением;

в) мобилизовать все имеющиеся силы и средства МЧС РУз для проведения аварийно-спасательных работ, а в случае необходимости – силы воинских частей МО и МВД, для пожаротушения, разбора завалов, извлечения пострадавших и поддержания правопорядка в районе ЧС;

г) подготовить пункты временного размещения, организовать оказание психологической помощи и обеспечить население горячим питанием и предметами первой необходимости. В случае, если здания не пригодны для размещения людей, при наличии возможности разбить палаточный городок, срочно организовать эвакуацию пострадавшего населения в ближайшие населённые пункты;

д) принимать решения, проводить эвакуационные мероприятия и другие неотложные работы, включая мероприятия по поддержанию общественного порядка в ходе их осуществления;

е) осуществлять работу по постоянному информированию населения о чрезвычайной ситуации, о ходе проведения аварийно-спасательных работ, о количестве спасенных и жертв под завалами;

ж) привлекать силы и средства бригад скорой медицинской помощи областного управления МЗ РУз, при необходимости – бригад из других областей для оказания необходимой медицинской помощи пострадавшим;

з) организовать взаимодействие с Министерством здравоохранения по вопросу выделения бригад судмедэкспертизы для проведения опознания и идентификации тел погибших;

и) проводить макросейсмические обследования территории для определения зон с различными последствиями, включая возможности развитие геологических процессов, т.е. проводить оценку степени повреждения зданий и сооружения для установления интенсивности землетрясения по шкале MSK-64;

к) проводить обследование всех зданий и сооружений, в первую очередь жилых домов, с целью определения пригодности жилья к эксплуатации и проведения точного расчёта для эвакуации населения;

л) привлечь ремонтно-восстановительные бригады с целью восстановления систем жилищно-коммунальных хозяйств и электросетей в эпицентральной зоне. Предусмотреть применение резервных дизельных электростанций для энергоснабжения района ЧС и подключение к аварийным системам водоснабжения;

м) привлечь ремонтно-восстановительные бригады и материально-технический резерв МЧС РУз с целью осмотра и восстановления возможных повреждений ж/д и автомобильного полотна;

н) привлечь средства массовой информации для информирования населения о ходе реализации плана ликвидации последствий землетрясения;

о) проводить комплексные исследования по оценке общего (материального и нематериального) ущерба и экономических потерь региона для разработки комплексной финансовой программы предотвращения последствий землетрясения;

п) принимать решение об осуществлении единовременных денежных выплат пострадавшим гражданам, включая денежные средства на восстановление жилищных условий;

р) контролировать в зоне ЧС санитарно-гигиеническую и противоэпидемическую обстановку в соответствии с нормативами и требованиями по обеспечению экологического состояния по всем видам жизнеобеспечения, т.к. несоблюдение требований санитарно-эпидемиологической службы в зоне ЧС может привести к еще большим, чем при самом землетрясении, потерям населения не только в зоне ЧС, но и на остальной территории.

2. Основные функции органов местного самоуправления:

а) обеспечить сохранение спокойствия среди населения, не допускать панические действия жителей и внимательно оценивать обстановку. Ни в коем случае не выдумывать и не передавать никаких сведений, прогнозов, рассуждений о возможных толчках. Ждать официальных сообщений по этому поводу.

б) оказать содействие органам государственной власти в проведении следующих мероприятий:

- предоставление информации о реальном количестве и адресах проживания жителей махалли (количество семей, мужчин, женщин и детей, а также временно проживающих).

- формирование рабочих групп из числа жителей махаллы для оказания помощи в аварийно-спасательных работах, в том числе при опознании тел погибших под завалами и раненных;

- участие в распределении жизненно важных предметов (продукты питания и средства гигиены, а также одежды) среди пострадавших и эвакуированных;

- организация похорон погибших, в соответствии с религиозными обрядами;

- активное участие при обследовании аварийных зданий с целью оценки их пригодности для жилья и при решении вопроса распределения материальных и денежных средств для восстановления здания;

При чрезвычайных ситуациях вследствие сильного землетрясения основным органом управления по ликвидации последствий являются главы областных хокимиятов. Ниже рассмотрим сценарии действия главы областного хокимията [1].

Сценарий действий главы области (хокима) при возникновении сильного землетрясения:

Таблица. Сценарий действий при возникновении сильного землетрясения

№ пп	Действия главы области	Проводимые мероприятия
1	Уяснение полученной информации	Необходимо определить: - время начала стихийного бедствия; - район бедствия и его масштабы; - наличие и количество пострадавших; - предварительные объемы разрушений; - ожидаемая продолжительность стихийного бедствия; - угроза населению и материальным ценностям; - принятые меры.
<i>Принятие экстренных мер</i>		
2	По оповещению	Провести оповещение: - дежурных сил и средств постоянной готовности; - махаллинский сход граждан, попадающего в зону сильного землетрясения; - членов комиссия по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций и обеспечению пожарной безопасности; - руководителей организаций, учреждений и предприятий; - руководителей аварийно-спасательных сил и формирований при УЧС; - проинформировать население городов и районов через СМИ о факте ЧС и порядке действий; - государственные системы по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций.
3	По организации непрерывного сбора информации о чрезвычайной ситуации	Организовать информационно-аналитическую группу, которая собирает информации о ходе протекании чрезвычайной ситуации и действиях государственных структур по организации ликвидации последствий землетрясения для координации работ различных государственных и местных структур.
4	По защите населения	Довести порядок действий до населения, попадающего в зону землетрясения. Организовать эвакуацию (вывод) населения из опасных зон. Обеспечить оказание медицинской помощи пострадавшим.
<i>Организация проведения аварийно-спасательных и других неотложных работ:</i>		
5	Организация управления	Ввести в действие «План действий по предупреждению и ликвидации ЧС» в части касающейся. Определить (назначить) руководителя ликвидации (локализации) ЧС. Определить состав оперативной комиссии по ликвидации чрезвычайных ситуаций и обеспечению пожарной безопасности (оперативной группы), порядок её работы и организацию связи с ней. Привести в готовность (вывести в зону ЧС) подвижный пункт управления главы администрации. Организовать устойчивую связь с подчинёнными и

		<p>вышестоящими органами управления.</p> <p>Обеспечить сбор, обработку и обмен информацией о ЧС с взаимодействующими структурами.</p> <p>Развернуть временный пресс-центр для обеспечения информацией СМИ.</p>
6	Оценка обстановки	<p>Определить масштабы ЧС, зону ЧС. Сделать расчет необходимых сил и средств по проведению аварийно-спасательных и других неотложных работ, ликвидации последствий. Предусмотреть резерв сил и средств.</p>
7	Определение сил и средств, привлекаемых для ликвидации (локализации ЧС)	<p>Привлечь:</p> <ul style="list-style-type: none"> - силы и средства объектов и служб постоянной и повышенной готовности, в том числе: • формирования МЧС, в том числе противопожарные; • формирования МВД; • медицинские формирования; • формирования Госсанэпиднадзора; • формирования службы связи; • формирования транспортной службы; • формирования дорожной службы; • формирования инженерной службы; • представителей Комитета охраны окружающей среды. - силы и средства участников взаимодействия (Минобороны РУз, МВД РУз и др.)
8	Издаваемые нормативно-правовые акты	<p>Закрепить принятые решения постановлениями, распоряжениями:</p> <ul style="list-style-type: none"> - о создании оперативной комиссии по ликвидации чрезвычайным ситуациям и обеспечению пожарной безопасности, с указанием задач и функций членов комиссии и руководителей служб; - о введении установленного режима функционирования государственной системы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций (при необходимости); - об организации управления и связи в зоне ЧС; - об организации жизнеобеспечения пострадавшего населения; - и другие.
9	Ведение аварийно-спасательных и других неотложных работ	<p>Лично руководить проведением аварийно-спасательных и других неотложных работ через оперативную комиссию по ликвидации чрезвычайным ситуациям и обеспечению пожарной безопасности. Проводить корректировку и уточнение принятых решений (в зависимости от развития обстановки). Осуществлять контроль выполнения поставленных задач и принятых решений. Организовать оценку ущерба и подготовку материалов на возмещение ущерба</p>
10	Ликвидация последствий ЧС	<p>Организовать проведение восстановительных работ до полной ликвидации последствий ЧС. Провести анализ действий сил и средств по спасению пострадавших (при необходимости). Подготовить комплект документов на возмещение материального ущерба. Принять меры по решению социальных и материальных проблем пострадавших.</p>

В заключение необходимо отметить, что землетрясения всегда будут сопровождаться жертвами, повреждениями, разрушениями, и нет правил, позволяющих обеспечить полную безопасность. Кроме того, некоторые правила могут применяться только в определенных ситуациях и при других обстоятельствах должны быть изменены или отброшены. Однако здравое использование перечисленных выше функций и сценариев поможет существенно уменьшить опасность от землетрясения и будет полезно при следующей катастрофе.

Литература

1 Методические рекомендации органам местного самоуправления Краснодарского края по реагированию на угрозы чрезвычайных ситуаций, обусловленных землетрясениями//ГКУ КК «УМЦ ГОЧС». -Краснодар, 2015.- 25стр.

УДК 553.98:624.131.1

ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ЧАРВАКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ

Исмаилов В.А., Хусомиддинов А.С., Ёдгоров Ш.И., Ядигаров Э.М.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз, г.Ташкент, Узбекистан

Водохранилища приносят большую экономическую выгоду стране, в тоже время они негативно влияют на окружающую природу и, в том числе, геологическую среду. Они изменяют инженерно-геологические, гидрогеологические условия и резко влияют на геологическую среду. Так после переограждения русла реки происходят затопления водой новых территорий, возникают статические и динамические нагрузки на основании русла. При этом соответственно образуются новые и идёт активизация существующих оползней [1-3]. Большое внимание оползни привлекают к себе в зонах действия крупных горнотехнических и ирригационных сооружений, где они достигают больших масштабов, и глубокий захват пород смещение составляет 40-70 м. Причина формирования оползней на горных водохранилищах заключается в большой величине сработки 60-80 м уровня воды. Угроза от оползней на берегах водохранилища состоит в том, что в случае смещения большой массы пород может образоваться высокая волна, которая разрушит объекты на берегу водохранилища, а также частично разрушит плотину и перекроет входной портал водохранилища [4].

В 1970 г. завершилось строительство Чарвакской плотины высотой 167 м, началось затопление Бричмуллинской впадины и наполнение Чарвакского водохранилища на площади около 40 км² и объемом 2.0 млрд. м³. В эти годы вокруг кольца Чарвакского водохранилища и к зонам отдыха началось строительство новых и реконструкция старых автомагистралей.

Анализ материалов инженерно-геологических изысканий на территории Бричмуллинской впадины и горных обрамлениях в 1953-1955 года для обоснования строительства Чарвакского водохранилища показывает наличие оползневых участков в районе, которые имели разную величину по площади. Контуров все изученных оползневых участков (кроме древнего оползня Бешкайрагачсай) расположены выше прогнозируемого уровня, проектируемого водохранилища (Рисунок 1). Оползневые участки в основном приурочены к склонам крупных водотоков, таких как Чирчик, Чаткал, Пскем. Общая площадь оползневых участков в районе исследования в 1955 году составила 754,5 км².

В связи со строительством Чарвакской плотины (1963-1969) и вводом в эксплуатацию Чарвакского водохранилища, в 1970 году наблюдались активизации оползневых процессов. В этот период наблюдалось развитие оползневых процессов не только на склонах крупных притоков р.Чирчик, но и начались проявляться оползни на склонах боковых саев.

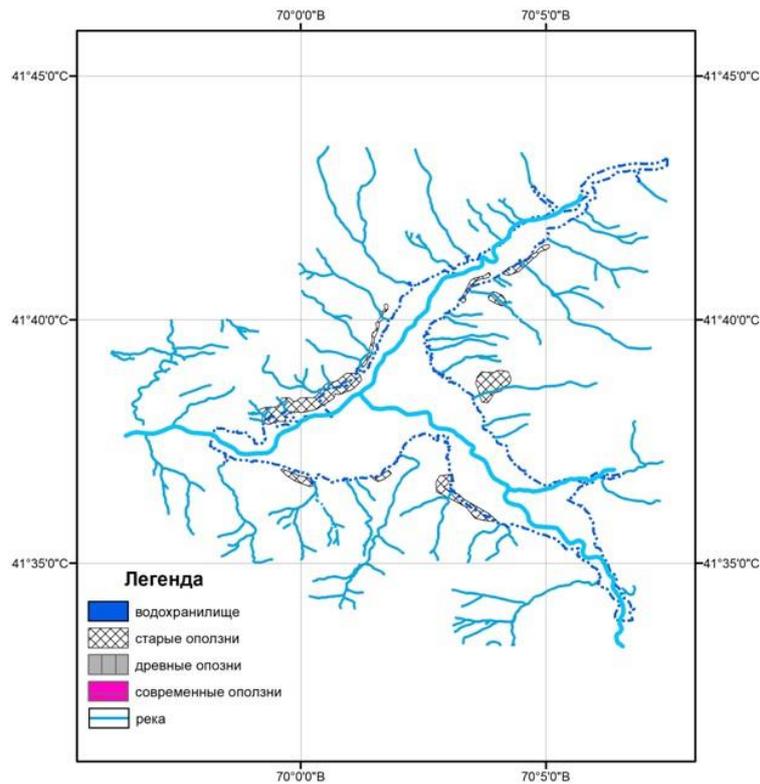


Рис. 1. Схематическая карта оползневых полей в районе Чарвакского водохранилища по данным инженерно-геологической съемки 1955 года (институт САО ГИДРОПРОЕКТ)

На Рисунке 2 показаны участки развития оползней после строительства плотины и наполнения чаши водохранилища. В этот период проведены исследования по определению общей площади оползневых полей за период 1971–1973 года. Она составила -2234,8 км².

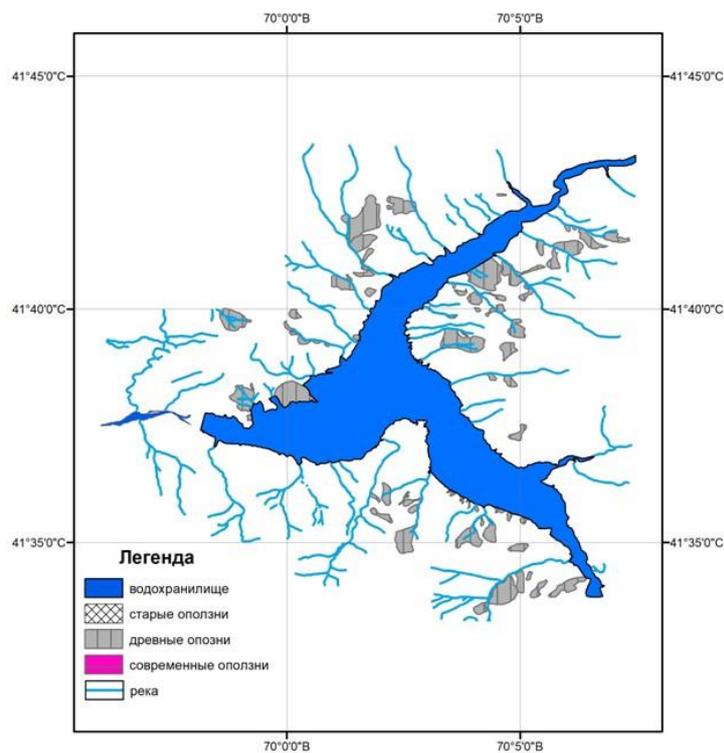


Рис. 2. Схематическая карта оползневых полей в районе Чарвакского водохранилища по данным инженерно-геологических исследований оползневой партии 1971-1973 годов (после заполнения водохранилища)

С вводом в эксплуатацию Чарвакского водохранилища была наблюдается активизация оползневых процессов в высоких долинах боковых саев крупных водотоков. В период 1984–2012 годов Государственная служба Республики Узбекистан по слежению за опасными геологическими процессами (ГСС) увеличила посты наблюдения вокруг территории Чарвакского водохранилища. На Рисунке 3 приведены результаты площадного исследования оползневых полей в период 1984–2012 годов. Установлена общая площадь оползневых полей составил 1943,0 км².

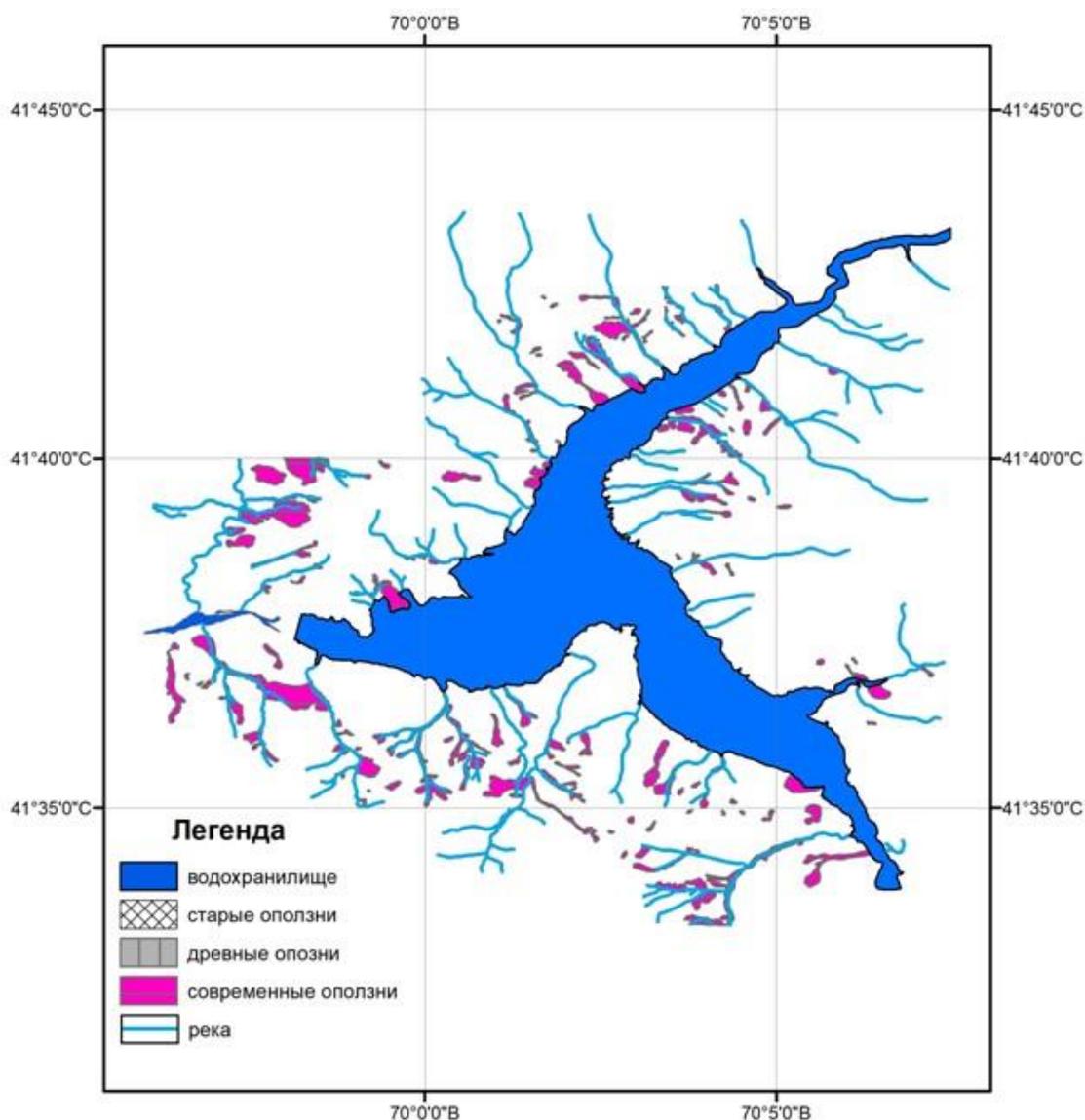


Рис. 3. Схематическая карта оползневых полей в районе Чарвакского водохранилища по данным инженерно-геологических исследований ГСС Госкомгеологии РУз в 1984–2012 годах

Современный облик оползневых полей вокруг Чарвакского водохранилища приведен в Рисунке 4. В настоящее время общая площадь оползней в долинах притоков рек и горных обрамлениях в районе Чаткальского водохранилища составляет в пределах 4932,3 км².

Исследования за состоянием каждого оползневых тел продолжается в районе наблюдается активизации склоновых процессов.

На Рисунке 5 приведены диаграммы распределения площадей оползней, образовавшихся разные периоды в районе Чарвакского водохранилища.

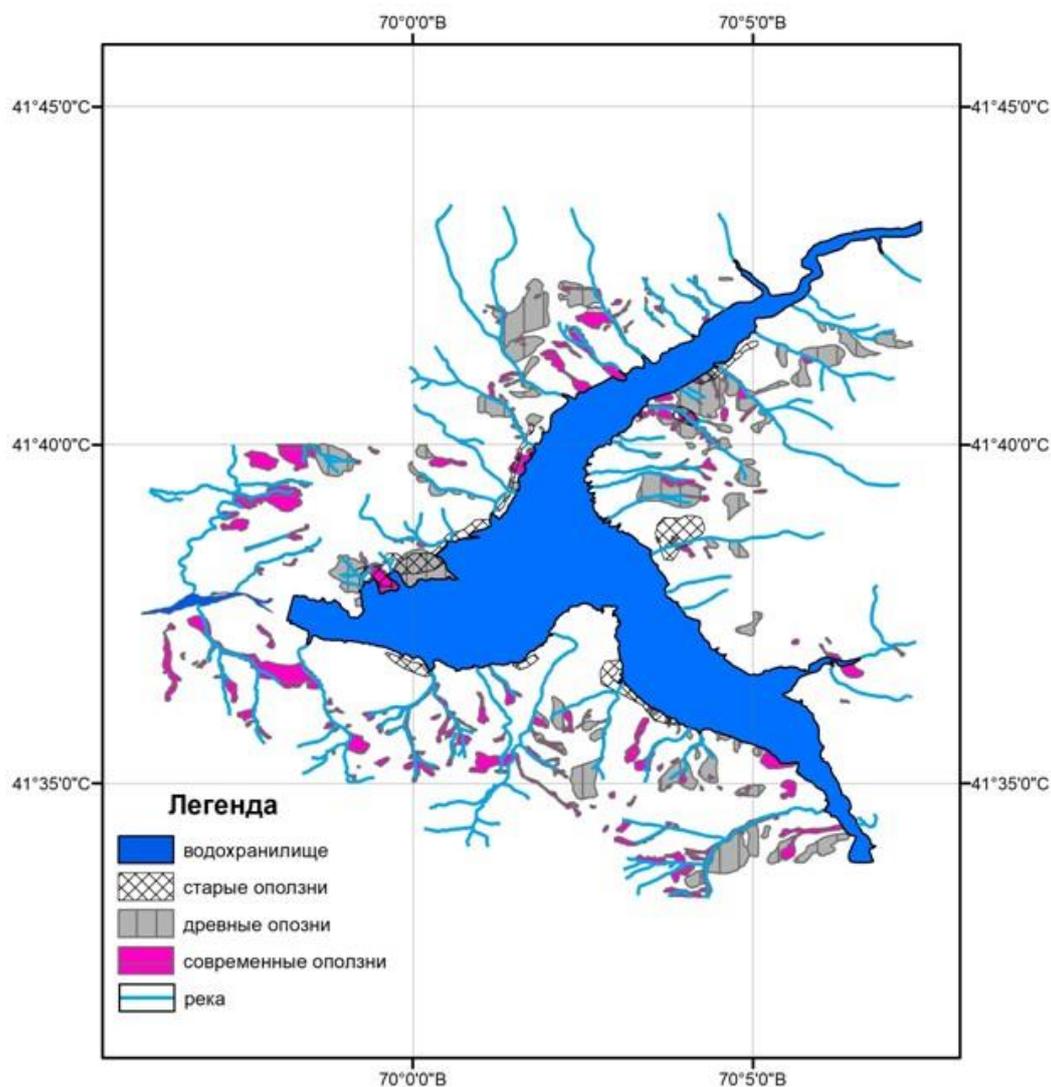


Рис. 4. Схематическая карта современных оползневых полей в районе Чарвакского водохранилища по данным инженерно-геологических исследований ГСС Госкомгеологии РУз

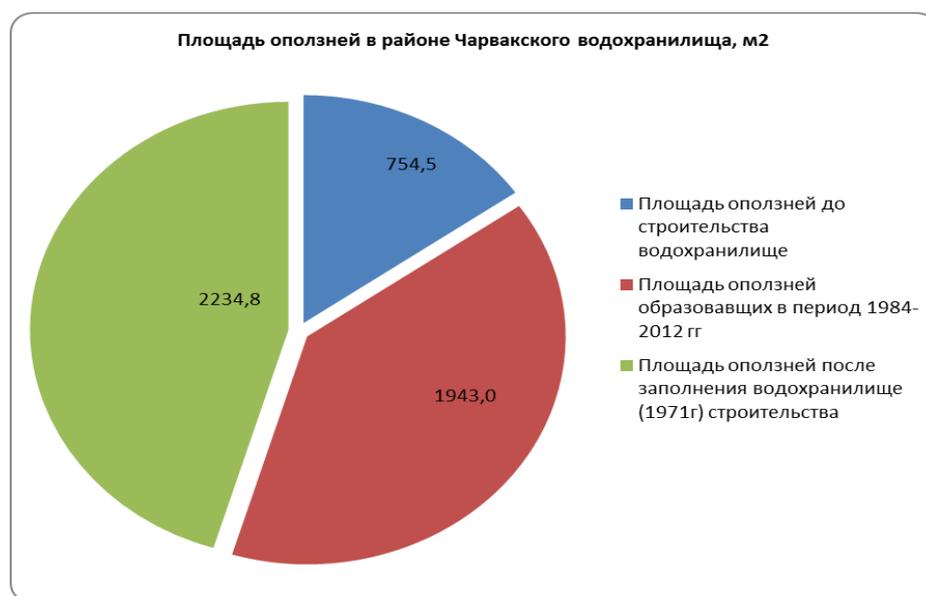


Рис. 5. Диаграмма распределения площадей оползня, образовавшихся разные периоды в районе Чарвакского водохранилища

Таким образом, анализ материалов площадных исследований показывает, что активизация оползневых процессов вокруг Чарвакского водохранилища связано с изменениями инженерно-геодинамического состояния Бричмуллинской впадины. Следовательно, можно заключить, что на изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород, слагающих береговые склоны Чаткальского водохранилища в периоды строительства и эксплуатации, имели влияние соизмеримое с естественными геодинамическими процессами исследованных площадей.

Литература

- 1 Джураев Н.М. О геологических условиях территории строительства гидротехнических сооружений. Экологический Вестник №03/03/2012г, Ташкент, С.41-45.
- 2 Трофимов В.Т., Королев В.А., Герасимова А.С. Классификация техногенных воздействий на геологическую среду. ГЕОЭКОЛОГИЯ. Инженерная геология. Гидрогеология. Геозкология. М.: №5, 1995. С. 96-107.
- 3 Герасимова А. С., Королев В. А. Проблемы устойчивости геологической среды к техногенным воздействиям//Гидрогеология и инж. геология. Обзор. А. О. «Геоинформаркт». М., 1994. 47 с.
- 4 Бимурзаев Г.А. Исследования причин проявления и развития оползней на берегах водохранилища в горных и предгорных зонах Ташкентской области. Проблема сейсмологии в Узбекистане (посвященной 100 летию академика Г.А. Мавлянова), №7, том III, Ташкент, 2010, 202с.

УДК 556.3.01

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАМОРФИЗАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД И ЕЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Мурадов Ш.О.

Каршинский инженерно-экономический институт, МВ и ССО, г. Карши

Идею о единстве развития системы «почва – грунтовая вода» неоднократно высказывали многие ученые, занимающиеся проблемами геозкологии на орошаемых землях. основоположник современной геохимии ландшафтов Б.Б.Полынов [1] называл грунтовые воды главнейшим фактором почвообразования. В.А.Ковда [2] рассматривал грунтовые воды как генетический почвенный горизонт. Им разработаны методы прогноза гидрохимического (солевого) режима почво-грунтов и грунтовых вод, основанные на принципах геохимической гидродинамики. В последней своей книге [3] он отмечал, что главным источником солей в почвах (если не применяются минерализованные поливные воды) являются близкие к поверхности грунтовые вод. Свойства водовмещающих горизонтов и взаимодействие с ними грунтовых вод являются также исключительно мощным фактором, формирующим минерализацию грунтовых вод. В.М.Боровский [4] дал оценку влияния засоленности почв на минерализацию грунтовых вод. Сформулированный им закон метаморфопедогенеза включает гидрогеологические условия формирования различных видов почв. Позже (1989) он писал, что любой способ орошения «вносит коренное изменение в процесс развития всего ландшафта орошаемого массива», так как объектом мелиорации становится весь ландшафт, в котором почву и грунтовые воды следует рассматривать как единую взаимосвязанную систему [5]. Эти же мысли высказывали гидрологи-мелиораторы и гидрогеологи [6, 7, 8].

Из сказанного ясно, что процесс засоления верхней части почвы, необходимой для растений, происходит под действием физического испарения минерализованных грунтовых и поверхностных вод. Поэтому для оценки данного процесса требуется анализ метаморфизации солевого состава и режима уровня грунтовых вод. Еще в 1956 г. А.И.Бунеев[9] отмечал, что под влиянием орошения происходит метаморфизация ионно-

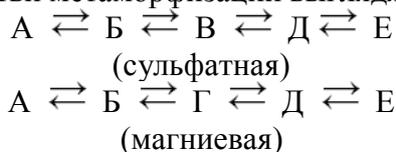
солевого комплекса пород, сопровождаемая изменением степени и типа засоления пород зоны аэрации и грунтовых вод.

Изучение ионно-солевого комплекса пород зоны аэрации в условиях орошения даёт возможность количественно оценить физико-химические процессы, происходящие в системе «засоление породы – оросительная вода» [10].

Надо отметить, что проблема метаморфизации химического состава природных вод далеко не нова. Однако в геоэкологии методика анализа метаморфизации еще не нашла широкого применения. Поэтому на некоторых аспектах этой проблемы следует остановиться более подробно.

Химический состав природных вод не остается постоянным. Природные воды, взаимодействуя с породами, водами иного состава, газами, минерализованным органическим веществом и живыми организмами, изменяют как свою минерализацию, так и содержание химических элементов. Эти изменения, обуславливающие переход от одного химического типа вод к другому, и составляют сущность процессов метаморфизации.

По характеру соотношений ионов сульфата и магния Г.Ю.Валуконис [11] предложил ветви метаморфизации назвать магниевой ($r \text{ Mg} > r \text{ SO}_4$) и сульфатной ($r \text{ SO}_4 > r \text{ Mg}$). В линейной интерпретации обе ветви метаморфизации выглядят следующим образом:



Как показало обобщение гидрохимических материалов по различным районам, магниевая ветвь чаще всего реализуется в пределах типов от А до Г включительно и характеризует типично континентальную обстановку формирования пресных и солоноватых вод.

Из общей схемы нелинейной метаморфизации следует, что магниевой ветви метаморфизации присущ химический тип Г следующего солевого состава: NaCl , MgCl_2 , MgSO_4 , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. В водах, метаморфизующихся по сульфатной ветви, появляется химический тип В, имеющий такой солевой состав: NaCl , Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Таким образом, сульфатная ветвь характеризуется специфическим типом В с тремя сульфатными и одной солью магния, а магниевая ветвь, наоборот, типом Г с тремя солями магния и одной сульфатной.

Отмеченные выше схемы метаморфизации (по М.Г.Валяшко, А.Г.Бергману, М.В.Левченко, Г.Ю.Валуконису) составляют единый гидрохимический (нормальный) цикл метаморфизации природных вод. Наряду с нормальным выявлен также аномальный цикл [89,90]. Сущность его заключается в следующем. Если в нормальном цикле повышение степени минерализации раствора сопровождается метаморфизацией состава вод в прямом направлении, то в аномальном цикле повышение степени минерализации сопряжено с метаморфизацией в обратном направлении.

Для изучения особенности метаморфизации подземных вод широко используется солевая диаграмма О.К.Кашкарова [12]. Более эффективными в некоторых случаях оказываются совмещенные солевые треугольники, предложенные Г.Ю.Валуконисом [13], так как они позволяют различать сульфатную и магниевую ветви метаморфизации.

С целью выяснения закономерностей метаморфизации грунтовых вод орошаемых земель региона, использован обширный гидрохимический материал (около 1000 определений), накопленный в Западно-Узбекистанской гидрогеологической экспедиции.

По югу Узбекистана анализы систематизированы на гидрохимических диаграммах (Рис. 1, 2, 3, 4).

На Рис. 1 (а) и 3 (а) систематизированы результаты тех анализов грунтовых вод, которые относятся к гидрокарбонатному и хлоридному химическому типам. Из рассмотрения этих рисунков видно, что в части катионов карбонатный тип вод характеризуется пестрым составом с преобладанием иона натрия. Зато в анионной части

резко преобладает HCO_3^- . Комплексные точки этих анализов занимают центральную часть квадрата, так называемые «содовые» воды.

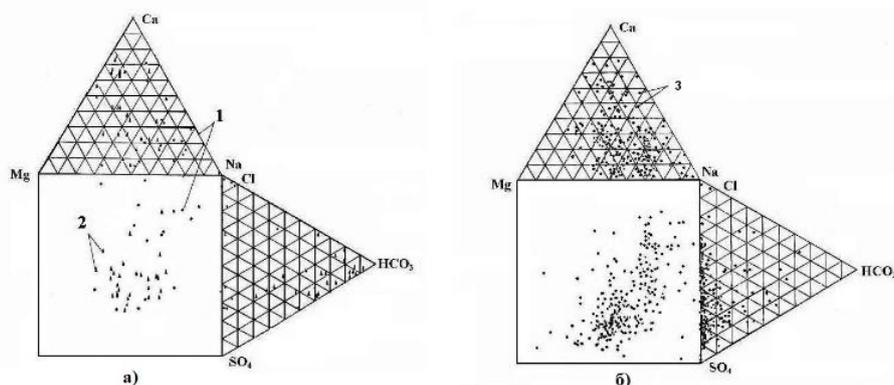


Рис. 1. Гидрохимические диаграммы грунтовых вод Кашкадарьинского бассейна
 1 – гидрокарбонатный тип; 2 – хлоридный тип; 3 – сульфатный тип

На катионных и анионных треугольниках воды хлоридного типа тяготеют к вершинам Na^+ и Cl^- , т.е. создается впечатление, что они своим существованием в значительной мере обязаны растворению и накоплению в растворах хлористого натрия (с последующим обменом натрия на кальций и магний поглощенного комплекса пород).

На рис. 1(б) и 3(б) таким же образом систематизированы результаты анализов грунтовых вод сульфатного типа. Уже по количеству точек видно, что воды этого типа являются преобладающими в районе исследований. Эта диаграмма также позволяет сделать вывод, что описанные выше гидрокарбонатный и хлоридный типы в данном случае представляют продукт далеко зашедшей метаморфизации вод сульфатного типа в обратном или прямом направлениях.

В Кашкадарьинском бассейне катионный состав грунтовых вод сульфатного типа весьма пестрый. Содержание иона Na^+ в них достигает 96, Ca^{2+} –78, Mg^{2+} –63 экв. %. Наиболее типичная область характеризуется следующим ионным составом: Na^+ –50, Ca^{2+} –30, Mg^{2+} –20 экв.%, т.е. по своей подвижности катионы представляют следующий ряд(в порядке убывания подвижности): $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$.

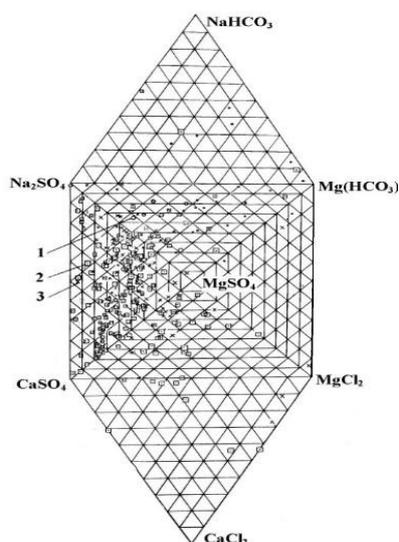


Рис. 2. Совмещенные солевые треугольники грунтовых вод Кашкадарьинского бассейна

1 – грунтовые воды верхнего и среднего ЭВХР; 2 – грунтовые воды нижнего ЭВХР; 3 – поверхностные воды

Среди анионов преобладает хлор. Его содержание достигают 98 экв.%. На втором месте – сульфат-ион. Типичное его содержание не превышает 10–70 экв.%, хотя встречаются и пробы почти со 100%-ным содержанием сульфатиона. Содержание гидрокарбоната не превышает 5–10 экв.%. Геохимическую подвижность анионов можно охарактеризовать следующей последовательностью (в порядке убывания подвижности): $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl} > \text{HCO}_3^-$.

В Сурхан-Шерабадском бассейне катионный состав грунтовых вод сульфатного типа весьма пестрый. Содержание иона Na^+ в них достигает 98, Ca^{2+} –78, Mg^{2+} –68 экв. %. Наиболее типичная область характеризуется следующим ионным составом: Na^+ –50, Ca^{2+} –30, Mg^{2+} –20 экв.%, т.е. по своей подвижности катионы представляют следующий ряд (в порядке убывания подвижности): $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$.

Здесь также среди анионов преобладает хлор. Его содержание достигает 98 экв. %. На втором месте – сульфат-ион. Типичное его содержание не превышает 96 экв. %, хотя встречаются и пробы почти со 100%-ным содержанием сульфатиона. Содержание гидрокарбонат - иона доходит до 60 экв. %, лишь в единичных случаях повышаясь до 90 экв.%. Геохимическую подвижность анионов можно охарактеризовать следующей последовательностью (в порядке убывания подвижности): $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl} \gg \text{HCO}_3^-$.

Из сопоставления анионного и катионного треугольников следует, что химический облик грунтовых вод данного типа определяется солями Na_2SO_4 , NaCl и CaSO_4 .

Сравнивая Рис.1 и 3, видим, что в пределах квадратных полей точки анализов вод всех гидрохимических типов в значительной мере взаимонакладываются. Это является еще одним доказательством генетического единства подземных вод хлористого, сульфатного и гидрокарбонатного типов.

Дополнительные сведения о характере метаморфизационных процессов получаем при анализе рис. 2 и 4 (диаграмма Г.Ю.Валукониса). Рисунки показывают, что метаморфизация водных ресурсов происходит по сульфатной ветви (99% всех анализов). Это объясняется преобладанием как в составе подземных вод, так и в составе ионно-солевого комплекса пород, сульфатных солей натрия, кальция и магния – в подчиненных количествах. Поля точек анализов грунтовых вод всех ПВХР полностью взаимонакладываются, следовательно, тенденция их метаморфизации одна и та же. Однако точки анализов вод верхнего и среднего ПВХР и подрайона в большей мере сдвинуты по направлению к солевой линии $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{MgSO}_4$. Это свидетельствует о том, что при длительном орошении происходит метаморфизация грунтовых вод в обратном направлении. В то же время основная масса точек при этом не выводится за пределы треугольного поля $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{MgSO}_4 - \text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, т.е. гидрохимический тип подземных вод в целом не меняется, хотя для локальных участков и характерно появление очагов с подземными водами содового типа.

Еще в большей мере в обратном направлении сдвинуты точки анализов поверхностных вод Кашкадарьинского бассейна. Почти все они концентрируются в пределах треугольного поля: $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{MgSO}_4 - \text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$.

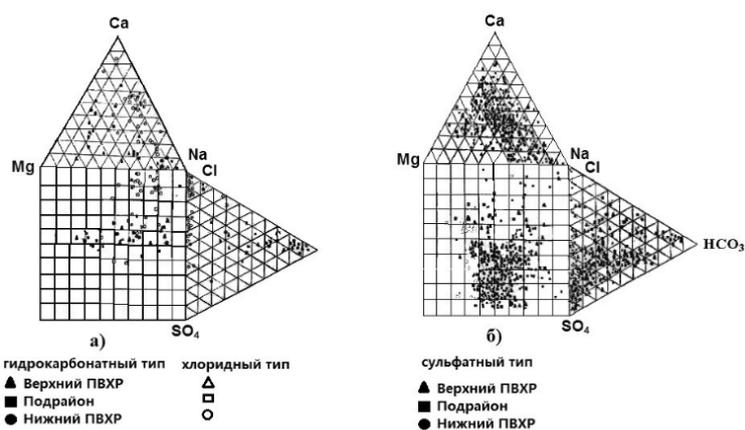


Рис. 3. Гидрохимические диаграммы грунтовых вод Сурхан-Шерабадского бассейна

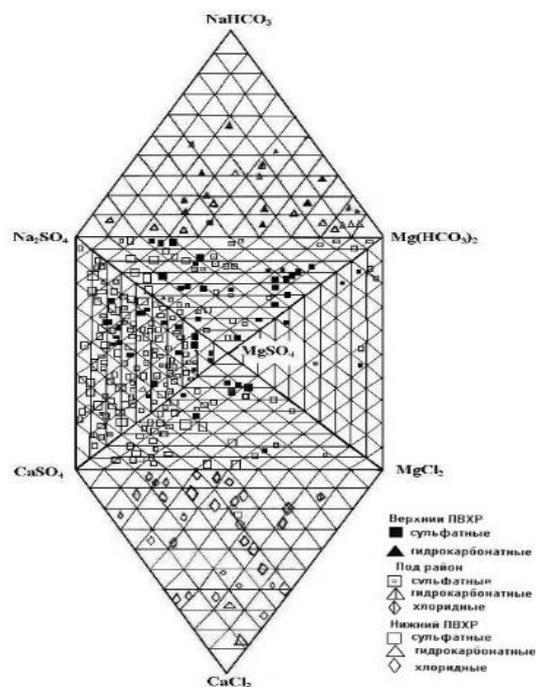


Рис. 4. Совмещенные солевые треугольники грунтовых вод Сурхан-Шерабадского бассейна

Итак, можно заключить, что теория метаморфизации полностью применима к водным ресурсам юга Узбекистана. Установлены основные гидрохимические типы грунтовых вод. Преобладающим гидрохимическим типом является тип сульфатных вод. При метаморфизации таких вод в прямом направлении формируются воды хлоридного типа, при метаморфизации в обратном направлении – гидрокарбонатного типа. Метаморфизация протекает по сульфатной ветви. При орошении земель преобладает тенденция к метаморфизации грунтовых вод в обратном направлении, однако при этом фигуративные точки, в основном, не выводятся за пределы сульфатного поля. По степени возрастания метаморфизации в обратном направлении природные воды можно расположить в следующем порядке: грунтовые воды верхнего ПВХР – грунтовые воды среднего и подрайона верхнего ПВХР, нижнего ПВХР.

Установлено, что в будущем не исключено появление на юге Узбекистана локальных очагов содового засоления почв. И как в подтверждение нашим прогнозам, В.А.Ковда [251] отмечает: «Исследования в последние десятилетия убедили нас, что основной фактор содового засоления почв – присутствие неглубоких слабоминерализованных щелочных подземных вод с концентрацией солей от 0,5–0,7 до 3–5 г/л. Испарение этих вод через капиллярную кайму ведет к содовому засолению почв».

Как видно из Рис. 4, в верхнем ПВХР Сурхан-Шерабадского бассейна уже отсутствуют хлоридный, незначительное количество сульфатного и превалирует карбонатный тип грунтовых вод. По данным анализа грунтовых вод хозяйства Амир Темура Шахрисабзского района (2009–2019), являющегося репрезентативным участком Кашкадарьинского бассейна, также появился гидрокарбонат магния, т. е. прогрессирует метаморфизация в обратном направлении.

Выводы:

1. Можно заключить, что теория метаморфизации полностью применима к водным ресурсам региона. Уточнены основные гидрохимические типы грунтовых вод. Преобладающим гидрохимическим типом являются сульфатные воды. При метаморфизации таких вод в прямом направлении формируются воды хлоридного типа, при

метаморфизации в обратном направлении – гидрокарбонатного типа. Метаморфизация протекает по сульфатной ветви. При орошении земель преобладает тенденция к метаморфизации грунтовых вод в обратном направлении, однако при этом фигуративные точки, в основном, не выводятся за пределы сульфатного поля. По степени возрастания метаморфизации в обратном направлении природные воды можно расположить в следующем порядке: поверхностные и грунтовые воды верхнего ЭВХР – грунтовые воды среднего и подрайона верхнего ЭВХР – грунтовые воды нижнего ЭВХР.

2. Рассмотренные выше закономерности составляют теоретическую основу для прогнозов вторичного засоления (осолонцевания) почв и грунтов при орошении. В настоящее время преобладает хлоридно-сульфатный тип вторичного засоления. При длительной эксплуатации оросительных систем и отмывке хлористых и сульфатных солей происходит уменьшение минерализации грунтовых вод, они метаморфизуются в обратном направлении.

3. Таким образом, намечается общая тенденция приближения состава вод к гидрокарбонатно-натриевому типу, так как после полного исчезновения сульфата натрия на смену ему могут прийти гидрокарбонаты натрия, а основное средство против соды – сульфат кальция – в этих водах почти отсутствует.

4. Геологические запасы хлористых и сульфатных солей на юге Узбекистана настолько значительны, что при существующих масштабах выноса их ирригационно-дренажными водами в настоящее время наблюдается локальное осолонцевание почв, наиболее токсичное для растений.

5. Содовое засоление ухудшает физические свойства почво-грунтов и замедляет скорость движения гравитационных и капиллярных вод, отрицательно влияет на геоэкологические условия, является одной из форм современного опустынивания аридных территорий.

6. Антропогенное и техногенное влияние на природные, в частности водно-земельные ресурсы, привели к изменению геологического и биологического круговоротов веществ в природе. С целью уменьшения влияния необходима разработка комплекса адаптивно-модернизированных геоэкологических и водоустойчивых мероприятий.

Литература

- 1 Польшов Б.Б. Почвы и их образование. Пг.: Мысль, 1923. 105 с.
- 2 Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. М.: АН СССР, 1946–1947. – Т. 1–2. 375, 573 с.
- 3 Ковда В.А. Проблемы опустынивания и засоления почв аридных регионов мира. М.: Наука, 2008. 415 с.
- 4 Боровский В.М. Геохимия засоленных почв Казахстана. М.: Наука, 1978. 192 с.
- 5 Каримов А., Мирзаджанов К., Исаев С. Повышение продуктивности использования водных ресурсов на уровне фермерских хозяйств // Материалы международного семинара ИКАРДА. Тараз: ИЦ «АКВА», 2002. С.38 – 49.
- 6 Будаговский А.И. Некоторые задачи и методы изучения водного и теплового режимов сельскохозяйственных полей // Изв. АН СССР, серия геогр. М.: 1958. № 6. С. 26–37.
- 7 Крылов М.М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, АН РУз, 1959. 236 с.
- 8 Крылов М.М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, Фан, 1977. Изд-е 2. 248 с.
- 9 Булгаков Д.С. Агроэкологическая оценка пахотных почв. М.: РАСХН, 2002. 251 с.
- 10 Гроздова И.О. Изменение ионно-солевого комплекса пород зоны аэрации при орошении // Тез. Докл. IV Всесоюзного совещания по мелиоративной гидрогеологии, инженерной геологии и мелиоративному почвоведению (методы борьбы с заболачиванием, засолением и предупреждением неблагоприятных инженерно-геологических процессов). М., ВНИИГиМ, 1980. С. 58–63.

11 Валуконис Г.Ю. Геохимическая микро-и макрозональность поровых вод глинистых толщ (по данным экспериментальных исследований) // Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Ленингр. ун-т, 1971. С. 262–269.

12 Кашкаров О.Д. Условия садки соды из рапы Михайловский содовых озер // Бюлл. ин-та галлургии. Л., 1938. № 4. С. 15–25.

13 Валуконис Г.Ю. О двух ветвях метаморфизации природных вод и их графическом изображении // Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтиз, 1965. С. 101–106.

УДК 556.3+550.4

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГРУНТОВЫХ ВОД

Мурадов Ш.О.¹, Буриев Б.Р.², Турдиева Ф.А.¹

¹ Каршинский инженерно - экономический институт, МВ и ССО Узбекистана, г.Карши

² Кашкадарьинская мелиоративная экспедиция, МВХ Узбекистана, г.Карши

Роль воды, включая грунтовые воды, как важнейшего компонента биосферы, особенно велика в аридной области. Недоучет значения грунтовых вод при проектировании и эксплуатации оросительных систем может ухудшить мелиоративно-гидрогеологические условия орошаемых земель.

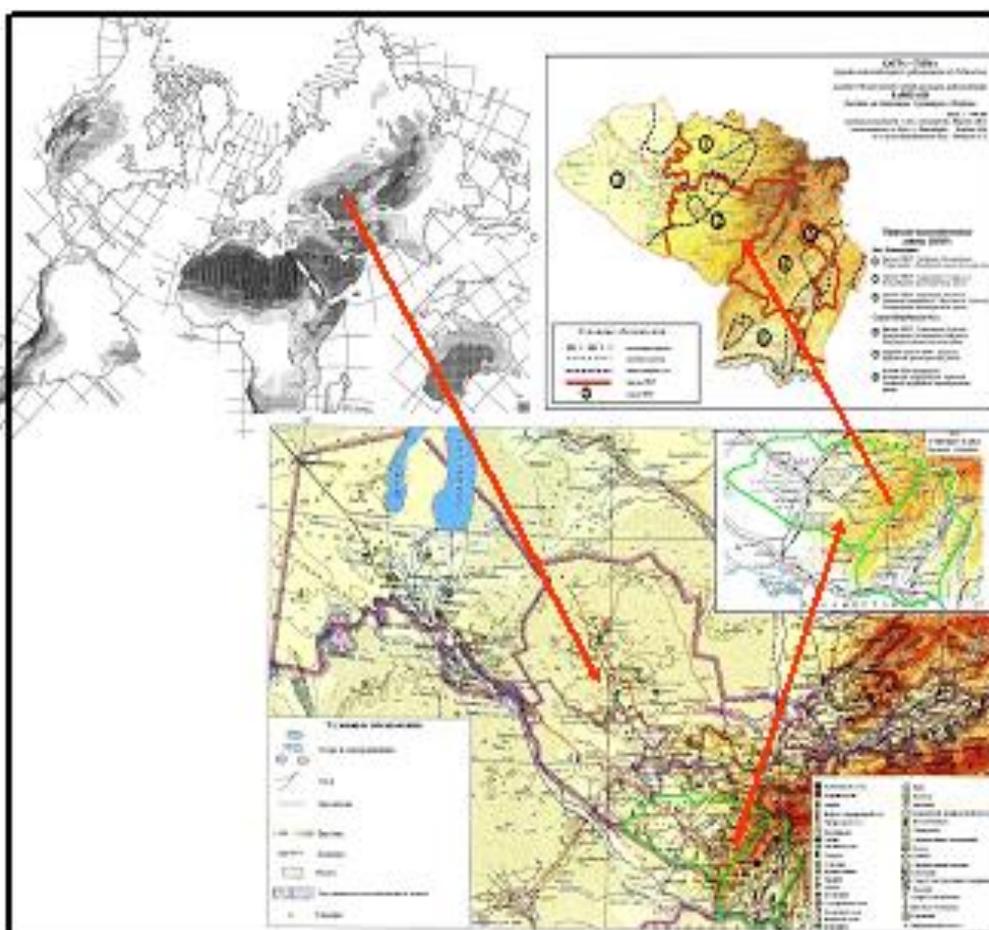


Рис. 1. Карта расположения и Эколого-водохозяйственного районирования юга Узбекистана

Влияние орошения ощутимо сказывается на уровненом режиме грунтовых вод, нарушая многолетнюю закономерность, обусловленную гидрологическим и климатическим факторами. Недооценка роли первичных запасов солей в нижних толщах почво-грунтов и грунтовых водах при определении мощности и техники дренирования является одной из главных причин ухудшения мелиоративно-гидрогеологических условий орошаемых территорий. По отношению к задаче гидрогеологического обоснования водохозяйственных мероприятий необходимо осуществить ретроспективный анализ динамики и минерализации грунтовых вод. Особенно вышеотмеченные требования актуальны для репрезентативного аридного региона как юг Узбекистана (Рис.1), включающий Кашкадарьинский и Сурхандарьинский речные бассейны, почти полностью находящиеся в пределах Узбекистана. Субаридность исследуемой территории объясняется засушливым климатом. Как отмечает В.Е.Чуб: «Засушливость – это среднеголетняя характеристика аридности климата, а засуха – явление эпизодическое, которое может наблюдаться практически при любом климате, но обычно повторяемость засух, повышенная в зоне аридных климатов» (2007). Жаркие засушливые районы занимают 1/3 поверхности земного шара [1].

Общим вопросам изучения грунтовых вод, их режиму и балансу в аридной зоне посвятили свои труды известные ученые [2,3,4,5,6,7,8].

В условиях постоянного орошения земель, которое связано с множеством оросительных систем, особую актуальность приобретает изучение вопросов влияния этих факторов на режим и минерализацию ГВ. Как утверждают [6] и другие, повышенное инфильтрационное питание грунтовых вод за счет оросительных вод и фильтрационных потерь из каналов всех уровней служит главной причиной экологического неблагополучия (подъем уровня грунтовых вод – УГВ и испарительный режим приведет к вторичному засолению и осолонцеванию почв). Шуравилин А.В., Никифоров П.М., Воробьева Р.П. утверждают, что в зависимости от продолжительности орошения со временем изменяется и химический состав грунтовых вод [9]. Проблема влияния орошения и водохозяйственных систем на динамику и минерализацию грунтовых вод, окружающую среду освещена в работах [10,11,12,13,14,15,16,17,18].

Как отмечают многие из данного обзора, доминирующим фактором в изменении динамики и минерализации грунтовых вод являются инфильтрационные воды орошаемых полей, оросителей, а рецессивным атмосферная влага. В то же время, испарение грунтовых вод играет основную роль во внутрпочвенном влаг обмене, водном и солевом балансе почв, при разработке режимов их орошения и расселения, а также при решении ряда вопросов мелиоративной гидрогеологии. Как известно, процесс деградации почв наблюдается под влиянием трех факторов: эрозионного, химического и гидрологического. Изменения гидрологических условий могут привести к следующим типам деградации: подтопление, засоление, загрязнение, осолонцевание, истощение и опустынивание ландшафтов.

Поэтому без детального ретроспективного анализа динамики и минерализации ГВ невозможно научно-обоснованно рассматривать такие вопросы, связанные с орошением земель, как водостойчивость, опасность подтопления, засоления, осолонцевания и т. п. Для ретроспективного анализа динамики и минерализации грунтовых вод выбраны характерные периоды гидрологического года: весна (апрель, начало вегетации), лето (июль, интенсивное орошение), осень (октябрь, конец вегетации). Анализ проводился по эколого-водохозяйственным районам (ЭВХР) бассейнов рр. Кашкадарья, Сурхандарья и Шерабад (Рис.1).

1. Методика и объект исследования:

По многолетним данным (1984–2009 гг.) Кашкадарьинской и Сурхандарьинской гидрогеолого-мелиоративных экспедиций, построены статистические кривые площадей залегания и минерализации грунтовых вод, получены полиномиальные тренды, корреляционный и регрессионный анализы выполнены с применением стандартного пакета программы «Microsoft Excel» (Рис.2,3).

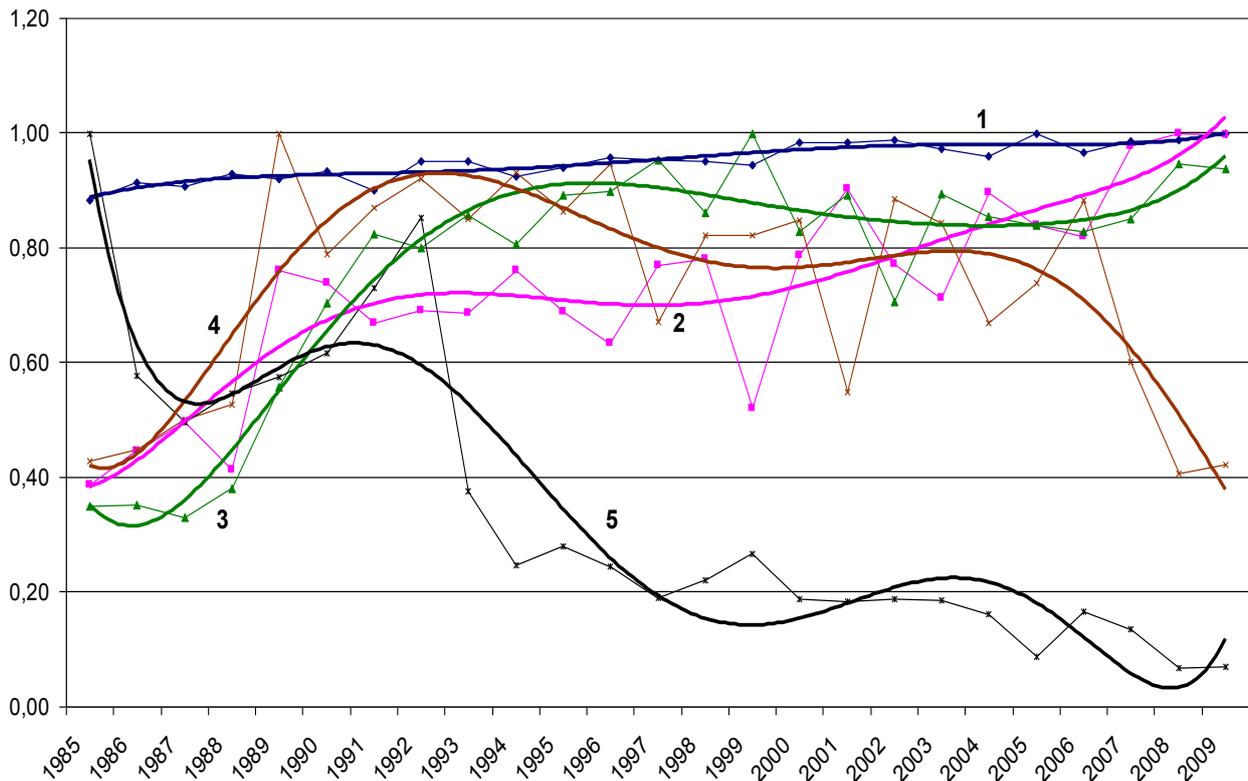


Рис. 2. Динамика площадей минерализации ГВ Кашкадарьинского бассейна за апрель месяц

$$\begin{aligned}
 (<1,0) \quad y &= 8E-09x^6 - 2E-07x^5 - 8E-06x^4 + 0,0004x^3 - 0,005x^2 + 0,0291x + 0,8629 \\
 R^2 &= 0,8412 \\
 (1,0-3,0) \quad y &= 2E-07x^6 - 2E-05x^5 + 0,0005x^4 - 0,0073x^3 + 0,0429x^2 - 0,0391x + 0,3859 \\
 R^2 &= 0,7835 \\
 (3,0-5,0) \quad y &= 2E-07x^6 - 2E-05x^5 + 0,0007x^4 - 0,0119x^3 + 0,0958x^2 - 0,2508x + 0,5184 \\
 R^2 &= 0,9288 \\
 (5,0-10,0) \quad y &= 4E-07x^6 - 3E-05x^5 + 0,0011x^4 - 0,0167x^3 + 0,1105x^2 - 0,2105x + 0,5358 \\
 R^2 &= 0,7113 \\
 (>10,0) \quad y &= 1E-06x^6 - 9E-05x^5 + 0,0027x^4 - 0,0411x^3 + 0,2973x^2 - 0,9662x + 1,6609 \\
 R^2 &= 0,8773 \\
 \\
 (<1,0) \quad y &= -1E-06x^6 + 0,0001x^5 - 0,0041x^4 + 0,0643x^3 - 0,4948x^2 + 1,5607x - 0,7906 \\
 R^2 &= 0,942 \\
 (1,0-1,5) \quad y &= -1E-06x^6 + 1E-04x^5 - 0,0032x^4 + 0,0504x^3 - 0,389x^2 + 1,2113x - 0,4229 \\
 R^2 &= 0,924 \\
 (1,5-2,0) \quad y &= -1E-06x^6 + 8E-05x^5 - 0,0023x^4 + 0,0332x^3 - 0,2219x^2 + 0,5694x + 0,2622 \\
 R^2 &= 0,8289 \\
 (2,0-3,0) \quad y &= 4E-07x^6 - 3E-05x^5 + 0,001x^4 - 0,0154x^3 + 0,1229x^2 - 0,4154x + 0,9637 \\
 R^2 &= 0,8647 \\
 (3,0-5,0) \quad y &= 3E-07x^6 - 2E-05x^5 + 0,0008x^4 - 0,0126x^3 + 0,0968x^2 - 0,3269x + 1,1458 \\
 R^2 &= 0,7267 \\
 (>5,0) \quad y &= 5E-07x^6 - 4E-05x^5 + 0,001x^4 - 0,0111x^3 + 0,0324x^2 + 0,1759x + 0,0408 \\
 R^2 &= 0,7369
 \end{aligned}$$

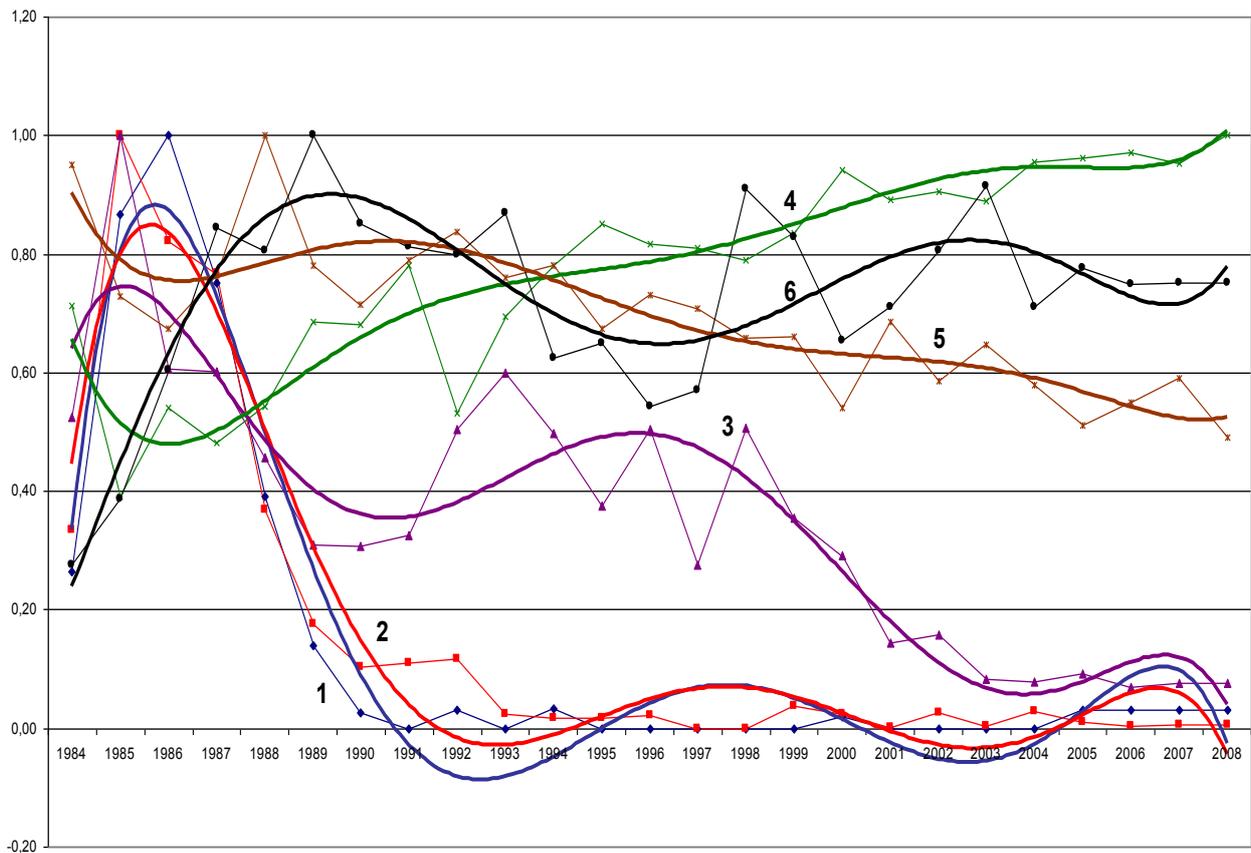


Рис. 3. Динамика площадей залегания ГВ нижнего ЭВХР Сурхан-Шерабадского бассейна за июль месяц

Одной из целью нашего анализа была разработка математических моделей динамики площадей залегания уровня и минерализации ГВ. Такая модель может найти применение в системе мониторинга ГВ. Параметры уравнений математических моделей и валидация полиномиальной тренда верифицированы детерминацией (R^2), которые достаточно высокие в отдельных случаях ($R^2 > 0.9$). Ретроспективный статистический анализ динамики глубин залегания и минерализации ГВ позволил выявить некоторые закономерности, дать прогноз на будущее и разработать комплекс рекомендаций по улучшению мелиоративно-гидрогеологических условий каждого ЭВХР региона.

2. Результаты и обсуждения исследований:

2.1. Кашкадарьинский бассейн.

Из детального анализа (1985-2009 гг.) комплексных графиков следует (рис.2), что во всех ЭВХР в течении рассматриваемого периода идет уменьшение площадей с УГВ от 1,0-2,0 м, летом от 2,0-3,0 м везде наблюдается увеличение. С градацией 3,0-5,0 м в среднем и нижнем идет увеличение, а в верхнем стабильны и несколько уменьшаются. С градацией более 5,0 м весной и летом увеличиваются в верхнем и среднем ЭВХР, в нижнем уменьшаются осенью.

Можно констатировать, что по региону идет уменьшение площадей ГВ до 2,0 м. Стабилизируется уровень ГВ от 2,0–3,0 м. При градации 3,0–5,0 м в среднем и нижнем ЭВХР площади увеличиваются, а в верхнем уменьшаются. В верхнем и среднем ЭВХР при градации ГВ более 5,0 м летом площади увеличиваются, а в нижнем уменьшаются.

Явно высвечивается процесс иссушения зоны аэрации в верхних районах, так как преобладают площади с залеганием ГВ 2,0-3,0 м (20%) и увеличиваются с глубиной более 5,0 м (58%). В среднем (34%) и нижнем (46%) районах наблюдается иссушение зоны аэрации, так как увеличиваются площади ГВ с залеганием 3,0–5,0 м, также явно ощущается

влияние орошения (в среднем – 25% и нижнем – 55%), так как летом идет увеличение площадей ГВ от 2,0-3,0 м. В верхнем районе явно ощущается излишний отток ГВ в дренажную сеть и повышенный забор подземных вод на орошение и хозяйственно бытовые нужды.

На основе этого анализа можно выявить некоторые закономерности. В среднем и нижнем ЭВХР будет происходить уменьшение площадей ГВ с градацией менее 1,0 г/л. Это отразится в целом по бассейну. В верхнем ЭВХР в основном наблюдаются площади ГВ с градацией менее 1,0 г/л (81–60%). Несколько стабильны весной и осенью в верхних и средних ЭВХР площади с залеганием 1,0-3,0 г/л (18–20%), летом уменьшаются (16%). В нижнем по этой градации площади увеличиваются (30–39%) во все сезоны. При градации 3,0-5,0 г/л в среднем и нижнем районах площади увеличиваются, в верхнем уменьшаются. При градациях 5,0-10,0 и более 10,0 г/л в верхнем и нижнем районах площади уменьшаются, а в среднем стабильно увеличиваются.

Резюмируя, можно прогнозировать, что в верхнем ЭВХР при УГВ 2,0–3,0 м в основном в перспективе будут наблюдаться пресные воды менее 1,0 г/л, несколько стабильными с тенденцией уменьшения будут ГВ с градацией 1,0–3,0 г/л. В нижнем и среднем ЭВХР будет наблюдаться увеличение площади с градацией 1,0–3,0 и 3,0–5,0 г/л в основном при глубине ГВ 3,0–5,0 м. С градацией 5,0–10,0 и более 10,0 г/л площади в нижнем ЭВХР уменьшаются, а в среднем увеличиваются. Следовательно, в верхнем районе будет происходить понижение уровня и опреснение грунтовых вод, в среднем будет наблюдаться рассоление и накопление солей (5,0–10,0 г/л) в более глубоких горизонтах (3,0–5,0 м), в нижнем будет происходить рассолительный процесс, за счет обильного орошения и влияния магистральных каналов (Каршинский и Касбинский), в зоне аэрации и отток минерализованных ГВ. Данные прогнозные величины подтверждаются ситуацией в 2019-2020 гг., которые используются для проведения превентивных мероприятий.

2.2. Сурхан-Шерабадский бассейн.

По комплексным графикам за многолетний период (1984–2008 гг.) следует (Рис.3), что по бассейну и всем ЭВХР наблюдается увеличение площадей с залеганием 2,0–3,0 м. В верхнем ЭВХР и подрайоне также наблюдается увеличение площадей с УГВ 3,0–5,0 м, в тоже время в нижнем идет уменьшение за счет чего в целом по бассейну стабильны площади этой градации. При градациях менее 1,0; 1,0–1,5; 1,5–2,0 м площади уменьшаются в нижнем ЭВХР и по бассейну, в остальных они незначительны и в отдельные годы вообще отсутствуют.

Что касается минерализации, стабильны площади с градацией менее 1,0 г/л в верхнем ЭВХР (80 %), подрайоне (76–82 %) и это отразилось на бассейне (39–50 %). В нижнем они весьма незначительны, уменьшаются и в ряде случаев отсутствуют. По всем ЭВХР идет увеличение площадей с градацией 1,0–3,0 г/л, которые составляют в верхнем ЭВХР 18–20 %, подрайоне – 18–23 %, нижнем – 75–82 % и по бассейну – 49–53 %. Градации от 3,0-5,0 г/л достаточно стабильны в нижнем ЭВХР и по бассейну, однако в верхнем ЭВХР и подрайоне они незначительны и почти отсутствуют (1,0%). Площади с минерализацией ГВ 5,0–10,0 и более 10,0 г/л в верхнем ЭВХР почти отсутствуют, и в подрайоне не наблюдаются, а в нижнем уменьшаются и в последние годы отсутствуют с градацией более 10,0 г/л.

Как видно, орошение сельскохозяйственных культур в Сурхан-Шерабадском бассейне оказывает весьма большое влияние на динамику уровня и минерализацию ГВ. Это влияние четко прослеживается по всему бассейну. И так, во всех ЭВХР наблюдается увеличение площадей с залеганием ГВ от 2,0-3,0 м, которые составляют 18-19% (верхний ЭВХР), 23-26% (подрайон), 67-72% (нижний ЭВХР) и 46-48% (по бассейну). В подрайоне также наблюдается уменьшение площадей с УГВ более 5,0 м, хотя в остальных ЭВХР они стабильны (65% верхний, 35% подрайон, 15% нижний, 30% по области).

Изучение динамики уровней и минерализации ГВ в Сурхан-Шерабадском бассейне, построение полиномиальных тренда позволили составить прогноз на перспективу. Почти во всех ЭВХР и по бассейну будет ощущаться увеличение площадей с залеганием ГВ от 2,0 до

3,0м. Также будут стабильны площади с глубиной ГВ более 5,0м кроме подрайона, где будет уменьшение. В верхнем ЭВХР будут увеличиваться, а в нижнем уменьшаются площади с залеганием 3,0-5,0 м. В нижнем и в целом по бассейну будут уменьшаться площади с залеганием менее 1,0; 1,0-1,5, 1,5-2,0 м. В верхнем ЭВХР и подрайоне не будут наблюдаться эти уровни ГВ.

В тоже время будут стабильны площади с минерализацией менее 1,0г/л в верхнем ЭВХР и подрайоне, в нижнем они будут отсутствовать. Повсеместно будут увеличиваться площади с минерализацией 1,0-3,0г/л. В нижнем ЭВХР будут стабильны площади с градацией 3,0-5,0 г/л, градации от 5,0-10,0 и более 10,0 г/л в целом в перспективе не будут наблюдаться во всем бассейне.

Среди факторов, определяющих динамику и минерализацию ГВ, следует отметить фильтрацию из магистральных каналов (Аму-Занг, Занг, Боботаг, Шерабад). Как видно из числа природных факторов, необходимо, в первую очередь, учитывать влияние испарения и транспирации. Действие этих факторов на динамику залегания и минерализации ГВ более ощутимо по сравнению с действием атмосферных осадков.

Сезонное максимальное положение уровня грунтовых вод наблюдается, в основном, в июле-августе, когда увеличивается общая водоподача на орошение земель; а минимальное – в конце вегетационного и в течение невегетационного периодов – с ноября по февраль-март.

Выводы.

Эти прогнозные данные служат основой, как для долгосрочных прогнозов изменений его показателей, так и для определения их динамики с учетом временной и пространственной детализации. Они используются для разработки эффективных профилактических превентивных мероприятий по стабилизации уровня и минерализации ГВ, позволяющих избежать негативные мелиоративно-гидрогеологические последствия как иссушение, подтопление, вторичное засоление и осолонцевание почв, а также нежелательные эколого-экономические издержки. И всё-таки надо отметить, что выявленные закономерности ещё не дают полную качественную характеристику происходящим мелиоративно-гидрогеологическим процессам, хотя нет спору, они нужны. Поэтому данные закономерности объективно требуют изучения метаморфизации химического состава грунтовых вод.

Литература

- 1 Дисинь С. Экологические проблемы Китая. М.: Прогресс, 1990. 232 с.
- 2 Ходжибаев Н.Н., Самойленко В.Г. Гидрогеолого-мелиоративные прогнозы и их обоснование, кн.2. Ташкент: Фан, 1978. 144 с.
- 3 Кац Д.М., Шестаков В.М. Мелиоративная гидрогеология. М.: МГУ, 1981. 269 с.
- 4 Киселев П.А. Оценки баланса грунтовых вод по изменениям из уровня и влаги в зоне аэрации // Водные ресурсы. Москва, 1985. № 1. С. 65–74.
- 5 Рамазанов А.Р., Насонов В.Н. Современные проблемы повышения плодородия засоленных почв // Сб. науч. трудов: Водные ресурсы, проблема Арала и окружающая среда. Ташкент, Университет, 2000. С. 234–247.
- 6 Парфенова Н.И., Исаева С.Д., Лялин Ю.С., Макарычева Е.А., Лепнова Е.С. Роль экологического обоснования в мелиорации // Мелиорация и водное хозяйство. Москва, 2004. №5. С. 27–30.
- 7 Широкова Ю.И., Полуашева Г., Морозов А.Н. Грунтовые воды- экологическая проблема орошаемых земель Узбекистана // Материалы международной конференции. Москва: ВНИИГиМ РАСНХ, 2005. С.352–357.
- 8 Ковда В.А. Проблемы опустынивания и засоления почв аридных регионов мира. М.: Наука, 2008. –415 с.
- 9 Шуравилин А.В., Никифоров П.М., Воробьева Р.П. Мелиоративное состояние земель в зоне действия Алейской оросительной системы // Мелиорация и водное хозяйство. – Москва, 2007. – №3. С. 26 – 28.

- 10 Аверьянов С.Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978. – 285 с.
- 11 Эльгабали М.М. Вторичное засоление почв Египта под влиянием оросительных и подземных вод. В кн.: Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод. – М.: Наука, 1964. С. 132–146.
- 12 Нерозин А.Е. Мелиорация засоленных орошаемых земель Узбекистана. Ташкент, Узбекистан, 1974. –103 с.
- 13 Сабольч И.В. Влияние орошения на процессы вторичного засоления почв. В кн.: Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод. М.: Наука, 1964. С. 88–92.
- 14 Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 373 с.
- 15 Мирзаев С.Ш., Бакушева Л.П. Оценка влияния водохозяйственных мероприятий на запасы подземных вод (на примере Ср. Азии). - Ташкент: Фан, 1979. –123 с.
- 16 Айдаров И.П. Прогноз водного и солевого режимов орошаемых земель. В кн.: Борьба с засолением земель. - М.: Колос, 1981. С. 41–58.
- 17 Габбасова И.М. Изменение гидрологических условий – основная причина деградации почв в Башкирии // Мелиорация и водное хозяйство. – Москва, 2004. - № 3. С. 20–21.
- 18 Панов Г.А., Муромцев Н.А., Шуравилин А.В. Особенности поступления солей из грунтовых вод в ирригационно-гидроморфные почвы на южном Урале // Мелиорация и водное хозяйство. – М, 2008. - № 3. С. 33-35.

УДК 550.838.22: 550.8.05: 902.21

ИЗУЧЕНИЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА МЕТОДОМ МАГНИТОРАЗВЕДКИ НА УСТЬЕ РЕКИ МАЧАЙДАРЬЯ

Мусаев У.Т., Алимухамедов И.М.

Центр передовых технологий, г. Ташкент, Узбекистан

Введение. Археологические раскопки – это исследования исторического развития человечества по материальным свидетельствам, такими как орудие труда, утвари, жилища, следы жизнедеятельности и пр. Геофизические исследования – основанные на изучении физических свойств горных пород, имеют непосредственные отношения к изучению верхней части Земной коры и её составляющих. Сопровождение археологических раскопок геофизическими исследованиями, включая магниторазведку, весьма необходимо, и на сегодняшний день является актуальным (востребованным). Во всем мире эти два направления широко применяются в тесном взаимодействии друг с другом. Было бы не справедливо не заметить того, что выполнение геофизических исследований, в частности магнитных до проведения археологических раскопок является целесообразным. Кроме того, геофизические исследования существенно экономят время и средства в плане выявления и корректировки границ исследуемого объекта по изучению физических аномалий. Таким образом, основной целью и задачей геофизических исследований в археологии являются выделение и оконтуривание аномальных зон, которые могут представлять археологические объекты или артефакты.

Объектом исследования.

В данной работе, выбрана стоянка Кайнар-Камар, Сурхандарьинская область, Республики Узбекистан, открытая в 2015 году при археологических раскопках. Стоянка расположена примерно в 5 км к западу от села Нижний Мачай, 120 км к северу от г. Термеза, в верховьях ныне маловодной речки Танги-Сарт, – правого притока верхнего течения р. Мачайдарья.

Древнее село Мачай находится в Байсунском районе Сурхандарьинской области, расположен в 80 км от районного центра Байсун, у подножия гор Байсунтаг. Село Мачай состоит из трёх сёл: Нижний Мачай, расположенный на высоте 1306 м над уровнем моря,

Средний Мачай и Верхний Мачай. Это удаленное село стало известно всему миру благодаря археологу А.П. Окладникову, который в 1938 году обнаружил пещеру Тешик-Таш, находящийся в 5 км от села Мачай. Археологи признают, что село Мачай был местом обитания людей с древнейших времён [1].

При изучении археологических объектов на стоянке Кайнар-Камар были использованы следующие геофизические методы:

- 1) электротомография;
- 2) георадиолокационная съемка;
- 3) микромагнитная съёмка.

В данной статье будет описан только один метод исследования, а именно микромагнитная съёмка.

Метод исследования.

Магнитометрическая или магнитная разведка (магниторазведка) - это один из основных геофизических методов решения геологических задач, основанный на различии магнитных свойств горных пород и полезных ископаемых. Магнитные явления и наличие у Земли магнитного поля были известны человечеству еще в глубокой древности. Эти явления использовались людьми для практической деятельности, например, применение компаса для ориентации. Однако лишь со второй половины XIX века измерения напряженности магнитного поля для поиска сильно магнитных рудных залежей привели к созданию метода магниторазведки [2]. Магниторазведка является эффективным методом поисков и разведки железных руд. Однако ее широко применяют и при геологическом картировании, структурных исследованиях и поисках других полезных ископаемых, а также в археологии [2].

Методы магниторазведки сегодня активно используются в археологии. Для археологов это особенно важно, так как им в любом случае приходится проделывать ручную колоссальную работу, снимая целые пласты почвы и копая огромные ямы, и автоматизировать эту деятельность невозможно. С помощью магниторазведки можно указать максимально точное место «подозрительной» магнитной аномалии, что поможет значительно снизить трудозатраты на раскопку [3].

Нужно отметить, что магниторазведка является эффективным и неразрушающим методом для получения предварительной информации о подземных (захороненных) археологических объектах. Геофизические работы, одновременно проводимые с археологическими раскопками, позволяют «откалибровать» методику проведения полевых геофизических работ, обработку и интерпретацию полученных данных в процессе раскопочных работ. Такой подход позволяет принимать эффективные решения непосредственно в процессе проведения раскопочных работ.

Главная ценность применения геофизических методов в археологии состоит в том, что они позволяют в некотором смысле "видеть" сквозь землю до раскопок, обнаруживать различные предметы и детали древних сооружений, погребенные в земле. [4].

Аппаратура.

В полевых работах были использованы протонные магнитометры G-856AX, производства компании Geometrics.

Методика полевых работ и обработка данных.

Методика полевых работ включает в себя наземную магнитную съёмку с использованием вышеназванного протонного магнитометра. Магниторазведочный процесс состоит из следующих основных видов работ:

- 1) измерение напряженности геомагнитного поля или его элементов, а также их производных;
- 2) обработка результатов измерений;
- 3) геологическое истолкование (интерпретация) результатов измерений (рис. 1).



Рис. 1. Процесс проведения магниторазведочной съемки

В каждой точке измеряются абсолютные значения полного вектора геомагнитного поля (T), точнее магнитной индукции или относительного значения (ΔT). Под относительными понимаются приращения той или иной составляющей магнитного поля в любой точке наблюдения относительно исходного пункта. При снятии замеров записывается время (t). Методика, т.е. способ проведения магниторазведочных работ, сводится к выбору вида съемок, их масштаба, направления профилей, густоты точек наблюдения, точности измерений и способа изображения результатов.

Для полевых исследований был выбран метод детального магнитного картирования или микромагнитная съемка (расстояние между точками измерений минимальное). При поиске археологических объектов датчик магнитометра был расположен ближе к земной поверхности, примерно 30 - 40 см от дневной поверхности. Это объясняется тем, что изучаемые объекты обладают различными собственными магнитными свойствами и влияют на общий магнитный фон в каждой точке. И чтобы выделить слабые магнитные поля от общего фона измерительный датчик должен быть расположен ближе к поверхности Земли (рис. 1).

Из-за особенностей сложного рельефа общая площадь исследования была разбита на отдельные участки. Каждый участок состоял из нескольких параллельных профилей, с шагом 1 м. Шаг между точками замера вдоль профиля так же составлял 1 м (рис. 2).

Для контроля качества измеряемых данных был проведен поперечный контрольный профиль. Исследуемая площадь состояла из 32 профилей и 1052 точек замера, из которых 31 точка поперечного контрольного замера. На измеряемых точках замеры производились в ручном режиме. Кроме этого, для регистрации суточной вариации магнитного фона был использован второй протонный магнитометр. Второй прибор был использован в качестве базовой (опорной) станции и зарегистрировал 2691 замеров. Базовая станция регистрировала замеры в автоматическом режиме с интервалом каждые 4 с.

Полевые данные с обоих магнитометров были сохранены на ЭВМ с помощью программного обеспечения MagMap2000 для последующей обработки.

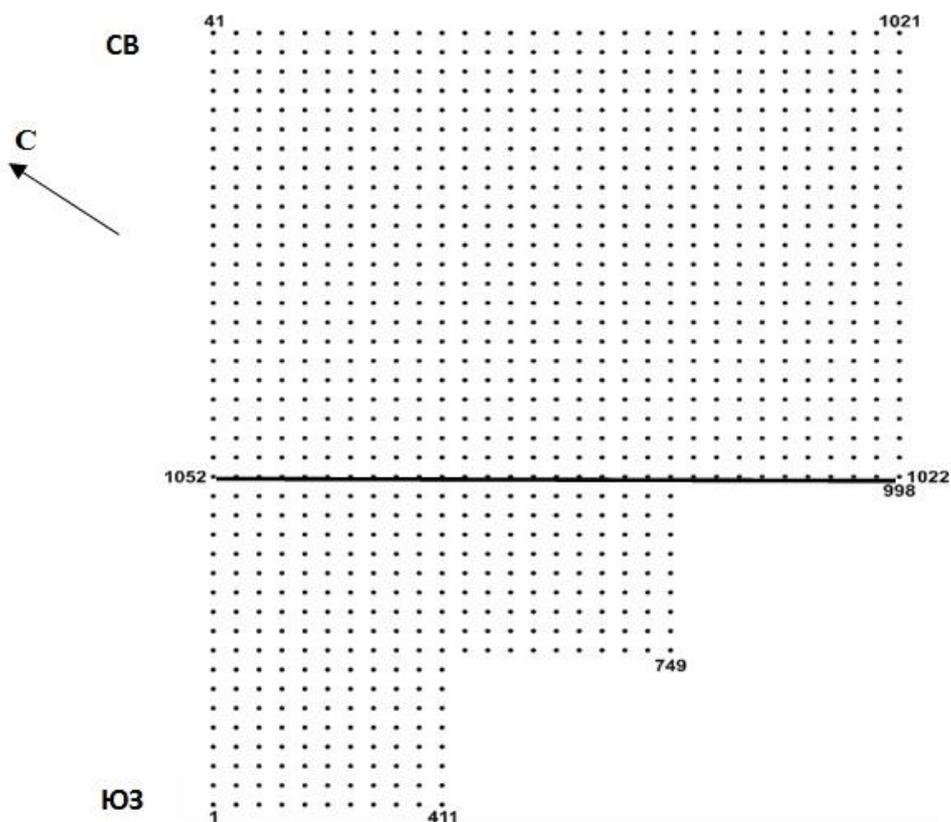


Рис. 2. Нумерация и схема расположения точек замера по профилям. (Сплошной линией указан поперечный профиль для контрольного замера)

Обработка полевого материала.

Обработка полевых данных магниторазведки заключалась в редакции полученного материала, расчете поправок за суточную вариацию магнитного поля, а также поправок погрешности измерений за счет нагревания прибора входе измерений. Для сшивки всех физических точек по профилям, с последующей их обработки была использована программа MS Office Excel.

Таб. Полевые данные со скорректированным значением аномалий магнитного поля

Порядковый номер замера №	Номер профиля х	Номер точки у	Значения (нТл) ΔТ	Скорректированные значения ΔТ, после вычитания 3,9
1	1	1	0,8	-3,1
2	1	2	-1,9	-5,8
3	1	3	-3,5	-7,4
4	1	4	-5,6	-9,5
10	1	10	-14,3	-18,2
11	1	11	-14,9	-18,8
12	1	12	-14,1	-18
13	1	13	-15,5	-19,4
14	1	14	-15,9	-19,8
15	1	15	-17,5	-21,4
16	1	16	-18,9	-22,8
1052	32	9	-9,3	-13,2

Использованный прибор регистрировал значения магнитного поля в сто тысячной разрядности. По мировой карте магнитных аномалий интенсивность вариации магнитного поля для Узбекистана характерна значениям в пределах 50 000 нТл (в десяти тысячной разрядности). Поэтому, нам необходимо было привести полученные исходные значения в десяти тысячную разрядность. Для этого полученные данные поделили на 10.

Редактирование и сшивка всех параллельных профилей проводились вручную, строго соблюдая последовательность нумерации точек замера при переходе на следующий профиль. Реальное значение магнитного поля на точках определялось вычитанием значений, базовой станцией из значений, полученных мобильным магнитометром.

Необходимо отметить, что замерами контрольного поперечного профиля были скорректированы значения всех точек замеров по профилям (Таблица).

Результаты. В результате обработки полевых данных была построена схематическая карта магнитных аномалий исследуемой площади (рис. 3). Как видно из приведенной карты, на исследуемой площадке присутствуют как отрицательные, так и положительные значения магнитной аномалии. Отрицательные аномалии в цветовой палитре выражены синим цветом, а положительные красным. Положительные аномалии резко выделяются на ЮЗ направлении, начиная с первых точек измерений, и дальше прослеживаются неравномерными обрывками в СВ направлении.

Заключение. Полученные данные по микросъемке магнитной аномалии представлены положительными и отрицательными значениями. На общий взгляд заметно тенденция уменьшения магнитного поля с юго-запада на северо-восток. Эти значения являются фоном от близлежащих пород, выходов палеогеновых образований. На общем фоне положительных значений также выделяются контрастные зоны магнитных аномалий. Неравномерность, местами размытость аномалий объясняется тем, что под воздействием экзогенных процессов культурный слой местами был смыт.



Археологический шурф

Рис. 3. Схематическая карта магнитных аномалий исследуемой площади

Непосредственно рядом с этой зоной археологами выкопан шурф. По данным археологов в раскопках выявлен культурный слой древних селений, который представлен серыми глинами и гумусом (рис. 4).



Рис. 4. Выкопанный шурф в процессе археологических раскопок

Выводы: В целом проведённые полевые работы показали эффективность применения геофизических методов в археологических исследованиях, в частности метода микро магниторазведочной съемки. Достоверность полученных результатов и степени эффективности примененного метода можно оценить дальнейшими археологическими раскопками на этом участке.

Литература

1 <https://silkadv.com/en/content/machay-kishlak>

2 <http://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/inbox/1209/chapter3.pdf>

3 <https://scfh.ru/papers/magnitorazvedchik-nam-sverkhu-vidno-vse/>

4 https://studme.org/10140827/kulturologiya/geofizicheskie_metody_aerofoto-razvedka_sputnikovaya_fiksatsiya

УДК 624.15

СЕЙСМОПРОСАДКА УВЛАЖНЕННЫХ ЛЕССОВ

Расулов Х.З., Расулов Р.Х., Бабажанов М.Д.

ТАСИ, г. Ташкент, Узбекистан

Одним из основных особенностей лессовых грунтов является их дополнительная осадка (сейсмопросадка) при сотрясении. Поэтому при строительстве на таких грунтах особо важным является наличие конкретных, количественно выраженных величин, характеризующих сейсмопросадку лессовых при воздействии на них сейсмических нагрузок.

Сейсмопросадка может происходить при приложении на грунт вибрационной нагрузки в условиях нагруженности толщи внешней нагрузкой или же собственным весом самого грунта. Следует учитывать, что наиболее резкие сейсмопросадки сооружений при этом будут при одновременном замачивании и вибрации.

По сравнению с грунтами аналогичного гранулометрического состава, пористость лессов обычно является чрезмерной и не отвечает условиям их залегания. Отсюда возникло

представление об избытке пористости лессовых грунтов по отношению к массе перекрывающей толщи [1].

Понятие о сеймопросадочной деформации лесса было введено в науку Х.З.Расуловым [1], в дальнейшем оно широко использовалось Р.Х.Расуловым [2], А.Х.Садыковым [3], А.У.Ташходжаевым [4], К.С. Байболовым и Д. Артукбаевым [5] и др. при проведении экспериментальных исследований на лессах под воздействием различных сотрясений.

Для характеристики относительной природной плотности (пористости) грунта можно использовать коэффициент природной плотности:

$$\beta = \frac{n_{\text{пр}} - n}{n},$$

где: $n_{\text{пр}}$ - природная пористость грунта; n - пористость образца.

При $n_{\text{пр}} = n$ коэффициент $\beta = 0$ и грунт будет находиться в равновесном состоянии. При $\beta > 0$ грунт можно считать неустойчивым в сейсмическом отношении в тем большей степени, чем выше значение β . При $\beta < 0$ грунт характеризуется недостаточной плотностью и имеет склонность в определенных условиях при сотрясении к разуплотнению.

Из-за малой глинистости лессовых грунтов и высокой их пылеватости действующие в них водно-коллоидные связи, обуславливающие их связность, относительно слабы – проявляются они лишь при низкой влажности грунта. В сухих лессах с влажностью порядка 4-9% наличие связности обеспечивает значительное сцепление грунта, а отсюда высокую их прочность.

При замачивании грунта, т.е. при повышении его влажности, происходит не только заполнение ранее свободных пор водой, но, в первую очередь, утолщение водных оболочек на частицах, слагающих грунт.

В процессе колебания грунта жесткие цементирующие его связи нарушаются, структурное сцепление может снижаться до нуля. Одновременно резко падают связность грунта и действующие в нем силы трения. При обильном увлажнении лесса его угол внутреннего трения резко снижается (до 10-12 градусов). Соответственно снижается и сопротивляемость сдвигу и, как следствие, прочность и несущая способность грунта. Под воздействием динамической нагрузки лесс резко уплотняется, пористость его уменьшается до своего эквивалентного значения, и сооружение получает дополнительную сейсмическую осадку (сеймопросадку).

На рис. 1. показаны различные возможные случаи осадки сооружений на лессовых породах с одинаковой исходной пористостью. На оси абсцисс отложено время, протекшее от начала строительства, по оси ординат – осадка сооружения.

Кривая I соответствует возведению сооружения на толще сухих лессов влажностью порядка 4-9%.

Влажностной режим толщи лесса сохраняется на весь период наблюдений. Сопrotивляемость грунта сдвигу в таком состоянии высокая, т.е. грунт характеризуется повышенной прочностью и малой сжимаемостью, а общая осадка сооружений при этом незначительна.

Кривая II соответствует возведению сооружения на толще лесса с повышенной влажностью (порядка 18-23%). Влажностный режим в данном случае сохраняется постоянным. Из-за более высокой влажности общая сопротивляемость грунта сдвигу падает, одновременно повышается его сжимаемость. Осадка сооружения η_2 увеличивается, что нередко приводит к появлению трещин в зданиях.

Кривая III соответствует условию, когда сухой лесс (влажность менее 9%) подвергается замачиванию по истечении некоторого времени в процессе испытания. В этом случае влажность грунта достигает своего максимума, прочность – минимума, а

сжимаемость резко возрастает. Очевидно, что осадка сооружения в этих условиях значительно больше, чем в двух первых случаях.

Кривая IV характеризует условия сухих лессов. В этом случае, устойчивая структура грунта сохраняется в пределах $t_0 - t_c$. Момент t_c соответствует началу колебания толщи, и дальнейшая осадка сооружения будет характеризоваться тремя стадиями (ветвями): Oa, ав и вг. На первой стадии (ветвь Oa) кривая IV совпадает с кривой I (сухой лесс).

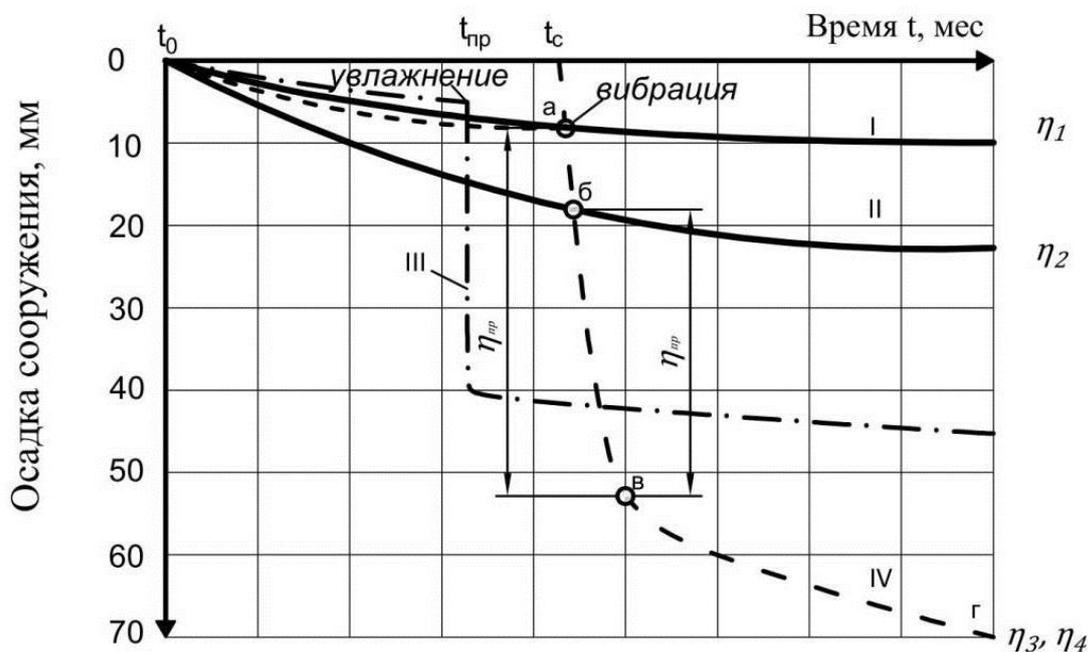


Рис 1. Характерные кривые осадки, просадки и сейсмопросадки лессов при одинаковой плотности грунта

На третьей стадии (ветвь вг) кривая IV намного ниже кривой III (замоченный лесс). Резкий скачок осадки в начале второй стадии (ветвь ав) объясняется влиянием вибрации на деформацию грунта. Величина этого скачка определяет сейсмопросадку сооружения. Итак, сейсмопросадка сооружения в данном случае связывается переходом процесса осадки сооружения из стадии I в стадию III при сотрясении. При быстром темпе сейсмопросадки обычно в сооружениях проявляются наклоны, перекосы, искривления, опрокидывания, а иногда сооружения полностью разрушаются.

Очевидно, что обеспечить нормальную работу сооружений в подобных условиях могут только надлежащая их конструкция и обоснованные методы расчета оснований по обеспечению прочности и устойчивости грунтов относительно ожидаемой силе землетрясения.

Из приведенного анализа следует, что в рассматриваемом плане наименее надежны те лессы, которые по тем или иным причинам могут быть замочены в период работы сооружения. Лессы же, залегающие в природных условиях ниже уровня грунтовых вод, в этом отношении более надёжны. Отсюда следует, в частности, что в процессе проведения исследований необходимо точно устанавливать положение подземных вод и их режим.

Величина сейсмопросадки грунта η_p^c , при всех прочих равных условиях, зависит от толщины лесса, залегающего выше уровня подземных вод. С возрастанием толщины лесса почти в прямой зависимости увеличивается и величина η_p^c . Естественно также, что величина

η_p^c определяется большей или меньшей способностью пород, слагающих данную толщу, вызывать дополнительные сейсмические осадки явления.

Многочисленные опыты также показали зависимость сейсмопросадочной деформации лесса от его начальной влажности, внешней нагрузки и интенсивности динамического воздействия. Увеличение начальной влажности грунта приведет к возрастанию величины модуля сейсмопросадки. При этом установлено, что повышение начальной влажности подверженных к исследованию лессов до 15% и дальнейшее замачивание привело к уменьшению общей деформации грунта и составило около 40% от деформации сухого лесса ($w = 4\%$) при его колебании.

При достижении начальной влажности 23% величина общей деформации несколько приближается к величине деформации сухого лесса при вибрировании и может составлять 76% от них.

Таким образом, при использовании в качестве основания зданий лессов с природной влажностью $w = 10-15\%$ и выше величина модуля сейсмопросадки резко уменьшается.

Результаты исследований также свидетельствовали о снижении показателей сопротивляемости пород сдвигу в зависимости от начальной влажности грунта. Так, при влажности грунта $w = 5-7\%$ и пористости $n = 47-48\%$, угол внутреннего трения $\varphi = 33$, общее сцепление $c_v = 0,18 \cdot 10^5$ Па, а при $\varphi = 18\%$ - угол трения уменьшается от 33 до 25 град. при соответствующем падении c_v от 0,18 до $0,118 \cdot 10^5$ Па.

В то же время при увеличении влажности свыше $w = 20\%$ наблюдается резкое снижение угла внутреннего трения вплоть до величины 5-6 град. и ниже, при соответствующем понижении общего сцепления до $c_v = 0,05 \cdot 10^5$ Па, т.е. со значительным снижением несущей способности лесса.

Также установлено снижение значения модуля сейсмопросадки по мере увеличения глубины рассматриваемого горизонта. На нижних горизонтах практически отсутствуют резкие снижения значений угла внутреннего трения ($\varphi = 200$) и общего сцепления ($c_v = 0,20 \cdot 10^5$ Па), даже при повышении влажности выше предела текучести.

Анализ данных лабораторных исследований лессов различного состава, и в ряде случаев резко отличающихся по состоянию позволил нам со всей очевидностью установить уменьшение сейсмопросадочной деформации лессов по глубине толщи за счет увеличения величины сопротивляемости сдвигу породы в глубоких горизонтах недр.

Это обстоятельство является важным с точки зрения понижения сейсмопросадочной деформации в условиях увеличенного заглубления фундаментов.

Сейсмопросадка оснований может быть безопасной для нормальной службы зданий и сооружений, если заранее предусмотрено надлежащее его сопротивление на ожидаемое сейсмическое воздействие.

Литература

- 1 Расулов Х.З., Садыков А.Х., Расулов Р.Х. Оползни – разжижения в лессовых склонах и откосах. – Ташкент: Изд-во “Extremum-press”, 2014. – 173 с.
- 2 Rasulov R.Kh. Seismic subsidence deformation of moisturized loess. J. “European Science Review” March-April, Austria, Vienna, 1016. – 290-292 p.
- 3 Садыков А.Х. Мувозанат тезланиши ва тўғон мустаҳкамлиги. XVII анъанавий анжуман натижалари бўйича илмий ишлар тўплами. - Тошкент, ТАҚИ, 2008. -Б. 31-32.
- 4 Ташходжаев А.У. Лёссимон заминлар тебранишида фаол катлам чуқурлиги. Ж. “Меъморчилик ва қурилиш муаммолари”. - Самарканд, 2011. №14. 12-13б.
- 5 Artykbaev D. Zh, N. Z. Rasulov H. Z., Baybolov K. S. Influence of Soil Density and Moisture on Seismic Stability of Slope Structure. // International Journal of Engineering Research and Technology. ISSN 0974-3154, Volume 12, Number 8 (2019), pp. 1259-1262.

ПОВРЕЖДЕНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ПЛОТИН ВОДОХРАНИЛИЩ И ЗАВАЛЬНЫХ ОЗЕР ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ФАКТОРАХ

Салямова К.Д., Ахмедов М.А., Турдикулов Х.Х.

ИМиСС АН РУз, Ташкент, Узбекистан

За последние 40-50 лет серьезные повреждения вследствие землетрясений имели десятки крупных плотин мира. Наглядным примером этому – последствия Сычуаньского землетрясения в Китае в 2008 году, которое произошло 12 мая с магнитудой $M=8$ по шкале Рихтера и интенсивностью $J_0=11$ баллов по шкале MSK-64. Погибли 69 197 человек, пропали без вести порядка 18 тыс. человек. Землетрясение произошло в сейсмически активном разломе Луимзнбшань, который проходит по западному краю Сычуаньской котловины, отделяя ее от Сино-Тибетских гор [1].

В результате подземных толчков разной степени повреждения получили 1583 плотины самых разных типов, в том числе несколько крупных. Рассчитанная на 8 баллов каменно-набросная с железобетонным экраном плотина «Зипингпу» высотой 156 м находилась в 17 км от эпицентра. При воздействии землетрясения плотина дала осадку 70 см и сместилась в нижний бьеф на 18 см, были отмечены повреждения экрана и парапета на гребне. Определенные повреждения получило здание ГЭС с гидроагрегатами мощностью 700 Мвт. Каменно-набросная с суглинистым ядром плотина «Бику» высотой 102 м, рассчитанная на землетрясение в 7,5 баллов, перенесла это землетрясение, только с максимальной осадкой 24 см и смещением на 30 см. Рассчитанной на семь баллов у арочно-бетонной плотины «Шэйпай» высотой 132 м пострадало здание ГЭС.[2]. Помимо этого, из-за возникновения оползней появились опасные вторичные последствия-запруды, их прорыв и затопления расположенной ниже местности. Ни одна из крупных плотин не разрушилась, хотя они находились всего на расстоянии 12-17 км от эпицентра землетрясения. Их сохранность была обеспечена высоким качеством проектирования, правильной эксплуатацией и своевременным принятием необходимых мер в критической ситуации.

При Бхуджском (Индия) землетрясении 26.01.2001 г. с $M=7,9$ повреждения различной тяжести получили 245 небольших земляных плотин и дамб. При этом землетрясении, сила которого была $J_0=8$ баллов, погибли 80 тыс. человек [2].

В настоящее время, по данным Международного центра анализа безопасности плотин, во всем мире насчитывается более 800 тысяч плотин различных типов, из которых 50 тысяч имеют высоту более 15 м. Накопленная информация свидетельствует о более тысячи случаях разрушения грунтовых плотин подобных размеров[3].

За последние 100 лет воздействие землетрясений различной интенсивности от 4-6 баллов и выше испытали около 400 грунтовых плотин, дамб и насыпей[4]. При этом, количестве повреждений и аварий этих сооружений, вызванных землетрясениями составило в разных странах от 1 до 6% по сравнению с числом таких случаев от воздействия других причин. По статическим данным 1966 г., например, из 1226 плотин Японии, 90% которых имели высоту более 15 м, получили деформации и повреждения, в 6% случаях их причины были связаны с землетрясениями.

Чирюртская плотина на р.Сулак (Россия) из гравелисто-галечникового грунта с центральным суглинистым ядром при сильном Дагестанском землетрясении 14.05.1970 г. получила довольно значительные деформации и повреждения. Расчет и проектирование плотины, расположенной в районе сейсмичностью 7 баллов, производились согласно СНиП П-А/12-62 по статической теории сейсмостойкости. Коэффициенты запаса устойчивости на сдвиг по кругло цилиндрическим поверхностям скольжения были получены равными 1,50 – верхового и 1,25 – низового откосов при основных нагрузках; 1,19 – для верхового и 1,25 – для низового откосов при особых сочетаниях нагрузок (с учетом сеймики). В результате

землетрясения на гребне плотины образовались крупные трещины по всей длине сооружения, проходившие вдоль оси гребня, а также у бровки верхового и низового откосов. Наблюдались повреждения парапета и облицовки. В целом плотина выдержала воздействие сильного землетрясения – не разрушилась. Во время ремонта удалили верхний слой толщиной 2,6 м разрыхленного грунта и заменили его другим. Обновили облицовку и парапета (Рис.1) [4].

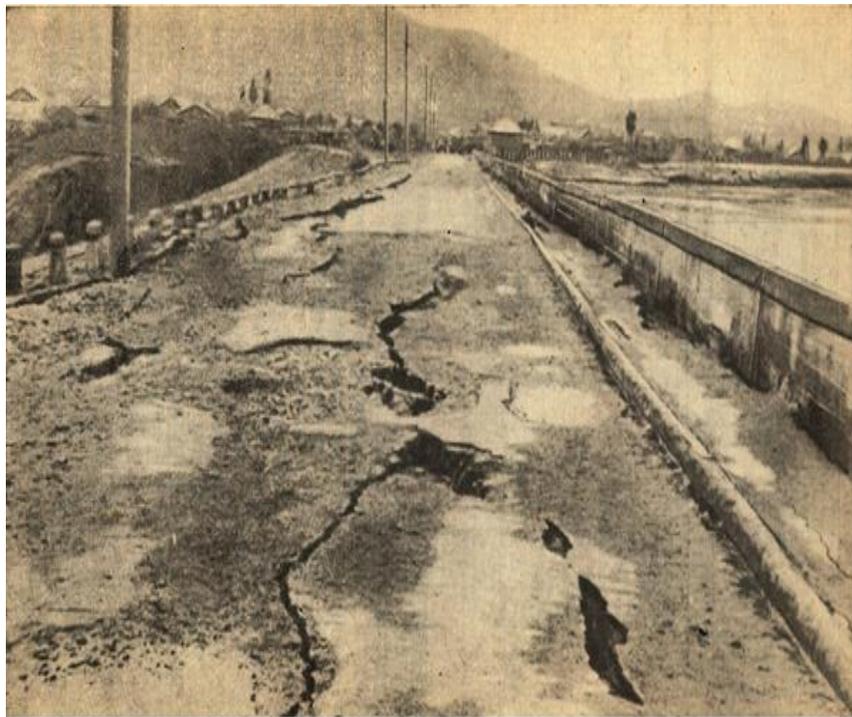


Рис. 1. Повреждения плотины Чирюртской ГЭС при Дагестанском землетрясении 14.05.1976 года [4]

Анализ и оценка повреждений грунтовых плотин показал, что на их сейсмостойкость большое влияние оказывают качество производства работ:

- при одном и том же землетрясении с $M=7,7$ Арвин-Тхечепи(США) в 1952 году плотина Боукет, возведенная с уплотнением, повреждения не имела, а плотина Сухой каньон, возведенная без уплотнения, была повреждена, хотя располагалась дальше от эпицентра;

- выбор конструкции противофильтрационных элементов- ядра и экрана из пластических суглинков, смесей грунтов оказываются более сейсмостойкими, чем жесткие бетонные ядра, экраны или диафрагмы;

- качество сопряжения водоупорных элементов с боковыми призмами и бортами каньона ввиду возможности расслоения грунтов и образования трещин в зоне сопряжения разнородных материалов (например, между ядром и наружной призмой в плотине Оно (землетрясение 1923 г., Токио), бетонным ядром и наружными призмами в плотине Хебген (землетрясение с $M=7,1$ 1952 г. США) и др;

- выбор конструкции крепления откосов (так, бетонные покрытия низовых откосов плотин Пьедмонт (землетрясение с $M=8,3$, Сан-Франциско 1906 г., США), Мурояма нижняя (японское землетрясение 1923 г. с $M=8,3$) и Шеффилд (землетрясение с $M=6,3$ в Санта-Барбара, США) на слое фильтровой подготовки поучили значительные повреждения и осадки, а их верховые откосы с каменной пригрузкой не имели существенных повреждений);

- неблагоприятное влияние на сейсмостойкость земляных гидросооружений оказывает прокладка в них бетонных труб и других водопропускных устройств, так как нарушение их

целостности даже при слабых землетрясениях может привести к серьезным повреждениям, а в ряде случаев к разрушению сооружений (плотины Нижний Говелл, Тарбела) [4].

Но бывают случаи, когда от воздействия землетрясения разрушаются каменно-набросные и бетонные плотины. Например, бетонная гравитационная плотина была разорвана землетрясением Chi-Chi (с высотой 25, магнитудой M-7,6 и глубиной очага $h=10$ км), на Тайване в 1999 г.(рис.2) [2].



Рис. 2. Разрушение плотины Ши-Кань на Тайване во время землетрясения Чи-Чи 21.09.1999 г. [2]

Известны воздействия землетрясений различной интенсивности более чем на 100 плотин и гидротехнических сооружений из бетона. Из них, лишь в 15 случаях имели место повреждения и разрушения, причем более половины из них получили повреждения в виде трещин. Повреждения бетонных плотин наблюдались лишь от землетрясений интенсивностью 7 баллов и более. Несколько водопропускных сооружений, небольшие плотины из каменной кладки, располагающиеся на мягких грунтах, были полностью разрушены сильными землетрясениями.

В общем случае наибольшей повреждаемостью обладают низкие сооружения высотой до 20 метров, а также контрфорсные плотины. Трое из восьми контрфорсных плотин имели повреждения. Наиболее сейсмостойкими оказались бетонные гравитационные и арочные плотины, испытавшие сильные землетрясения интенсивностью 8-9 баллов, но не получившие значительных повреждений.

Анализ многочисленных возбужденных землетрясений, стимулированных гидротехническими сооружениями, позволяет сделать следующие обобщения. Чаще всего толчки имеют магнитуду менее 2.0-2,5, иногда они достигают 3.5-5 и только изредка становятся >6 , глубина очага в основном $<5-6$ км.

Только в некоторых случаях землетрясения имели разрушительные последствия район Кремаста в Греции, Койны в Индии, Карибы на р. Замбези, Вайонт в Италии [5,6].

Водохранилища республики разделяются на два вида: горные и равнинные. К горным водохранилищам относятся, например, Чарвакское; к равнинным – Туямунское, Учкизилское, Кукмазарское, Чардарьинское, Талимаржанское, Катта-Курганское и др.

Долинные водохранилища характеризуются небольшими глубинами до 40 м, и относительно большими площадями зеркала воды, берега в них представлены уступами речных трасс.

Основная опасность, которая может вызвать крупные оползневые смещения, это – перелив воды через плотину, перекрытия входного портала и захват больших площадей. Помимо оползневых процессов интенсивно развиваются присадочные процессы.

Оплыви и сплыви возникают после резкого снижения водохранилища, они изменяются в пределах от 10 до 1500 м³, при этом преобладают оплывинь объемом до 100 м³, имеющие обвальную и вытяжную вдоль берега форму.

Особую опасность представляют участки обвальных перекрытий, способствующих возникновений озер. Сейчас в горно-складчатых областях Узбекистана и смежных территориях Киргизии и Таджикистана наблюдаются около 43 горных завальных озер. Из них 11 находится в Узбекистане, 119 в Киргизии, 12 в Таджикистане.

Четыре озера, расположенные в бассейне реки Пскем (Узбекистан)-прорыва-опасные. В общем итоге, объем, сосредоточенный в завальных озерах республики, составляет 17,09 млн. м³, в завальных озерах смежных районов Кыргызстана – 109,37 млн.м³, Таджикистана – 416,97 млн.м³.Одним из характерных примеров разгрузки является прорыв завальной плотины озера Яшинкуль, расположенного на северном склоне Алайского хребта на высоте 2600 м, в долине реки Тегирмоч бассейна реки Исфайрамсай. Проседание гребня плотины озера Яшинкуль, затем ее разрушение в центральной части и формирование волны прорыва произошло в результате Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года [7].

К моменту прорыва в озере было накоплено 6,6 млн. м³ воды. Начало прорыва ознаменовалось выпадением отдельны глыб из тела завала и последующим размывом. При прорыве возникли два мощных вала высотой 15 и 10 м. В течение 2-3 часов было полностью спущено из озера вся накопленная там вода, которая в виде селевой массы прошла по долине реки Исфайрамсай с максимальными расходами до 2200 м³/сек. Средняя скорость движения селевого потока составила 4,5-5,8 м/сек, высота головного вала на отдельных участках достигала 10-15 м. Настоящий прорыв не единичный факт, аналогичные прорывы в прошлом, случались и в других районах Центральной Азии.

Для территории, имеющих такой дополнительный фактор риска как высокий уровень сейсмической активности, вопрос предотвращения трагических и разорительных последствий сильных землетрясений на гидротехнических сооружениях, и в частности, плотинах, является особо важным и требует особого индивидуального подхода. Все государства Центральной Азии, расположены в сейсмоактивном регионе, где происходили катастрофические землетрясения. Например, в районе Чарвакского водохранилища в недалеком прошлом отмечался ряд землетрясений: Пскемское 1973 г. с интенсивностью 8 баллов, магнитудой $M=6$ и глубиной гипоцентра $h=20$ км; Бричмулинское с интенсивностью в 7 баллов, магнитудой $M=6$ и глубиной очага $h=15$ км; Таваксайское 1977 г. с интенсивностью 7 баллов, магнитудой $M=5$ и др. Это повышает риск повреждения и разрушения плотины Чарвакского водохранилища при возможных сильных землетрясениях в этом районе. Поэтому, возможные разрушения плотин, крупных водных резервуаров как искусственного, так и природного происхождения, под воздействием землетрясений представляют серьезную опасность для Центрально Азиатского региона. Так, например, если от Чарвакского водохранилища исходит опасность затопления городов Узбекистана, то разрушение плотины Сарезского озера (Таджикистан) угрожает целому ряду городов Узбекистана, Таджикистана, Афганистана и меньшей степени Туркменистана.

Действительно, землетрясения представляют наибольшую опасность для плотин и водохранилищ. И недоучет этого фактора может привести к повреждению или разрушению гидротехнических объектов с чрезвычайно тяжелыми последствиями. Статистика свидетельствует, что аварии плотин в связи с сейсмическим фактором насчитывают десятки, а с учетом земляных дамб – сотни случаев.

В результате указанных разрушений формируются так называемые «волны прорыва». Эти волны, возникающие в результате прорыва плотин или завальных озер, в условиях горной местности имеют совершенно иной характер в сравнении с аналогичными, имеющими место на равнинных реках. Основное отличие этих волн, с одинаковым

названием, состоит в том, что у равнинных рек максимальные параметры волны прорыва наблюдаются в месте разрушения плотины или завала, а в горных реках, в зависимости от уклонов местности, оно может быть смещено на несколько десятков километров вниз по течению. Следовательно, в горных условиях существует эффект нарастания удельной энергии сечения потока по мере его движения, не имеющий аналогов на равнинах.

Проведение периодических оценок технического состояния гидротехнических сооружений и соответствующие мероприятия по ликвидации повреждений плотин дают возможность предотвратить возможные разрушения водных объектов. Для этого необходимо, в первую очередь, выполнить анализ и обработку повреждений плотин как в мирное время (работающие плотины), так и повреждений плотин после воздействия сильных землетрясений; классифицировать и обобщать повреждения по типам конструкций и размерам плотин. В целях снижения риска разрушения, в том числе сейсмического риска, на выявленных поврежденных местах принять соответствующие мероприятия усиления, с учетом других категорий причин повреждений и провести восстановительные работы.

Анализ последствий от воздействия землетрясений на плотины различной конструкции, еще раз подтверждают, что вопрос безопасности их приобретает особое значения и актуальность тем, что во многих государствах имеется значительное число плотин, повреждение или разрушение которых может повлечь за собой серьезные социальные, экономические и экологические последствия. Отсюда возникает необходимость в обеспечении безопасности каждой плотины, для этого необходимо принять все меры к тому, чтобы данное сооружение не представляло угрозы для жизни людей, их здоровья, имущества, а также для окружающей среды.

Для повышения устойчивости гидротехнических сооружений и их безопасного функционирования необходимо, на наш взгляд, периодическое контрольное инспектирование и проведение оценки прочности, надежности ГТС с привлечением соответствующих специалистов научных организаций, обеспечение каждого сооружения организацией регулярных ремонтных и восстановительно-укрепительных работ, как это делается на строительных объектах жилищного и промышленного направления. Это касается всех водохозяйственных объектов республики, многие из которых уже выработали или близки к выработке 40-50 летнего срока эксплуатации, запасы прочности их исчерпываются и нуждаются в капитальном ремонте и замене оборудования.

Литература

1 sychuanskoe-zemletryasenie-2008

2 Бронштейн В.И. Повреждения плотин при землетрясениях и методы их сейсмоусиления//bronshvi@mail.ru,nasha ucheba.ru

3 Ахмедов М.А., Салямова К.Дж. Статистический анализ повреждений и разрушений грунтовых плотин. Сб. докладов. Международной научно-практической конференции (Алушта,4-8 июня 2018г.)/ ч. 1. Белгород,.2018 (Россия). С. 104-113.

4 Ахмедов М. А., Салямова К.Дж. Анализ и оценка повреждений гидротехнических сооружений. Ташкент:Fan va tecnologia.2016.158с.

5 Rashidov T.R, Kondratiev V.A,T Akhmedov M.A.,Tuchin A/I. Strategy of reduction of seismic risk for hydro-technical structures // Performance-Based Design in Earthquake Geotechnical Engineering-from Case History to Practice:- proceedings of the international conference on performance based design in earthquake geotechnical engineering (is-Tokyo), 15-18 June 2009.P.975-984.

6 Красников Н.Д. Сейсмостойкость гидротехнических сооружений из грунтовых материалов. М.: Энергоиздат. 1981.240с. lik1.pdf

7 Савич А. И., Бронштейн В. И. Современное состояние и пути обеспечения сейсмостойкости и гидродинамической безопасности крупных энергообъектов. //Гидротехническое строительство. 2000. № 8-9. С.60-65.

**ОЦЕНКА СЕЙСМОГЕННОГО ХАРАКТЕРА ОПОЛЗНЕЙ НА ОСНОВЕ
РЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНОВ
(НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА)**

Тарабукин В.В.¹, Фоменко И.К.², Стром А.Л.^{3,4}, Зеркаль О.В.⁵, Кабирова А.Д.⁵

¹ АО «Институт «Оргэнергострой», Москва

² Российский Геолого-Разведочный Университет им. С. Орджоникидзе, Москва

³ ООО "Центр Геодинамических исследований", Москва

⁴ ООО "Институт геотехники и инженерных изысканий", Москва

⁵ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Введение. Объективная оценка сейсмической опасности горных территорий, для которых исторические сведения о различных опасных природных процессах, в т.ч. о землетрясениях, имеются за сравнительно короткие периоды времени, намного меньшие, чем период повторяемости наиболее опасных сильных землетрясений, который в большинстве внутриконтинентальных районах составляет многие сотни и даже тысячи лет, невозможна без привлечения сведений о таких землетрясениях доисторического периода, т.е. палеосейсмологических данных (Солоненко, 1973; Палеосейсмология, 2011).

Одним из наиболее распространенных типов сейсмогенных остаточных деформаций являются крупные оползни в скальных массивах. Они сохраняются в рельефе и ландшафте в течение длительного времени – тысячи и десятки тысяч лет и являются одним из важных объектов палеосейсмологических исследований. В то же время известны многочисленные примеры образования аналогичных оползней без землетрясений, вследствие иных процессов. Поэтому, в отличие от поверхностных разрывов, для которых разработана подробная методика обоснования их сейсмического генезиса (Палеосейсмология, 2011), доказательство связи крупных доисторических оползней с сильными землетрясениями прошлого представляет собой сложную и, во-многом, противоречивую задачу. Многие из критериев, предложенных для обоснования сейсмического происхождения таких оползней (Солоненко, 1973; Федоренко, 1988; Croizer, 1992; Jibson, 1996) являются, как минимум, не универсальными (Strom, Abdrakhmatov, 2018), и их некритическое использование может привести к неверной оценке сейсмической опасности.

Одним из наиболее эффективных способов определить, был ли оползень спровоцирован сейсмическим воздействием той или иной интенсивности, является ретроспективный расчет устойчивости склона. При этом важнейшим условием, обеспечивающим получение надежного результата расчетов, является возможность достоверно восстановить до-оползневой рельеф, что возможно, к сожалению, далеко не всегда. Наилучшие условия для проведения таких обратных расчетов существуют при изучении оползней, произошедших на склонах хребтов, образованных крупными антиклинальными складками и бронированных пачками известняков мощностью в десятки и сотни метров, подстилаемыми менее прочными породами, в которых и формировались поверхности скольжения. Такие условия существуют, в частности в горных районах Дагестана (Брод, 1958), где выявлены многочисленные оползни в бронирующих склоны известняках нижнебарремского возраста мощностью 50-90 м, два из которых – у селения Ках (42,55°с.ш., 46,79°в.д.) и к западу от райцентра Гергебиль (42,542°с.ш., 47,028°в.д.) были выбраны для проведения ретроспективных расчетов устойчивости.

Геологические условия на участках рассматриваемых оползневых массивов.

Рассматриваемые оползни морфологически и структурно весьма схожи (Рис 1). Оба произошли на слегка изогнутых крыльях антиклиналей и охватили пачку нижнебарремских известняков мощностью 50-70 м, подстилаемую менее прочными терригенными отложениями верхнеготеривского возраста, по контакту с которыми или по менее прочному

прослою, в которых и формировалась поверхность скольжения. Оползневые тела полностью вышли из цирков, трансформировавшись в каменные лавины.

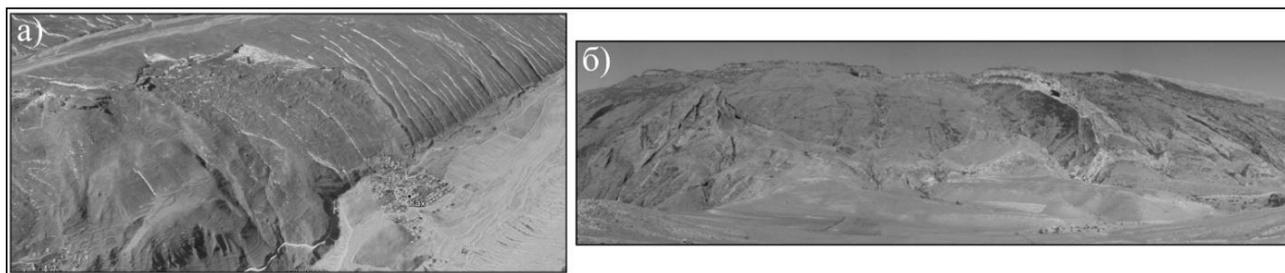


Рис. 1. а – Кахский оползень, б – Западно-Гергебильский оползень

Методика ретроспективного анализа устойчивости склонов.

Для ретроспективного анализа устойчивости склонов на начальном этапе были подготовлены геомеханические модели, учитывающие предполагаемое начальное строение склона, восстановленное исходя из его геологического строения. Для количественной оценки устойчивости были использованы широко применяемые методы предельного равновесия, удовлетворяющие как равновесию сил, так и моментов, – методы Моргенштерн-Прайса (Morgenstern, Price, 1965), Спенсера (Spencer, 1967) и Сарма (Sarma, 1973). В расчет принимались прочностные свойства наименее прочных разностей пород, развитых по контакту разновозрастных отложений (табл. 1). Учет сейсмического воздействия проводился по псевдостатической схеме – в расчет принималась величина горизонтального сейсмического ускорения. В дополнение к традиционно проводимым оценкам устойчивости склонов на основе детерминированного подхода, при ретроспективном анализе был также использован вероятностный анализ, позволяющий учитывать влияние на устойчивость склона изменчивости свойств, слагающих его отложений. Описание особенностей применения вероятностного анализа устойчивости скальных оползней можно найти в работах (Зеркаль, Фоменко, 2016, Фоменко и др., 2017, Кан, Зеркаль, 2017).

Результаты ретроспективного анализа устойчивости склонов.

На первом этапе была выполнена количественная ретроспективная оценка устойчивости склонов на рассматриваемых участках в условиях сейсмического воздействия на основе детерминированного подхода. Как показали результаты моделирования с использованием метода Моргенштерна-Прайса, склоны теряют устойчивость при дополнительном сейсмическом воздействии, составляющем не менее 9 баллов по шкале MSK-64 для участка Кахского оползня и более 8 баллов по шкале MSK-64 для участка Западно-Гергебильского оползня. Эти детерминистские оценки получены при осредненных параметрах прочностных свойств отложений верхней части готеривского яруса, в которых, как уже отмечалось, сформировалась поверхность скольжения исследованных оползней (табл. 1). Полученные результаты подтвердили сейсмогенный характер рассматриваемых оползней – Кахского и Западно-Гергебильского.

Табл. 1. Прочностные свойства скальных грунтов верхней части готеривского яруса

Тип грунта	Плотность (г/см ³)	Сцепление (кПа)			Угол вн. тр. (град.)		
		Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.
Алевриты К _{1h3}	2,40	20	0	100	25	15	35

На следующем этапе, опираясь на данные по изменчивости свойств отложений, формирующих зону скольжения, был проведен вероятностный ретроспективный анализ устойчивости склонов на изучаемых участках. Геомеханические модели Кахского оползня и Западно-Гергебильского оползня, использованные при анализе, показаны на Рисунке 2.

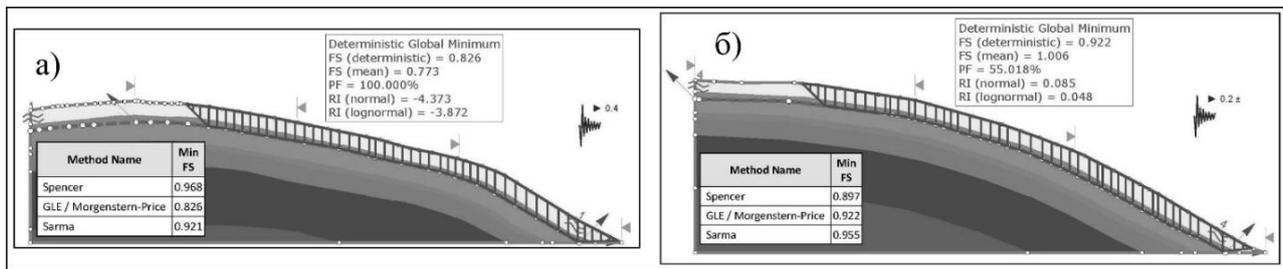


Рис. 2. Геомеханическая модель Кахского оползня (а) и Западно-Гергебильского оползня (б) с результатом расчета устойчивости склона (метод Morgenstern-Price) с учетом горизонтальных пиковых ускорений 0,4g и 0,2g, соответственно

Табл. 2. Результаты вероятностного анализа ретроспективной количественной оценки устойчивости на участке развития Кахского оползня

Вариант расчета устойчивости склона	Моргенштерн – Прайс (М-П)			Спенсер			Сарма		
	Ку Средний Мин Макс	Вероятность смещения, %	Показатель надежности RI	Ку Средний Мин Макс	Вероятность смещения, %	Показатель надежности RI	Ку Средний Мин Макс	Вероятность смещения, %	Показатель надежности RI
В естественных условиях	1,85 1,45 2,39	0,00	6,122	1,87 1,595 2,49	0,00	7,390	1,80 1,45 2,19	0,00	6,325
С учетом сейсмического воздействия интенсивностью 7 баллов	1,50 1,37 1,935	0,00	4,702	1,46 1,28 1,91	0,00	4,229	1,51 1,19 1,88	0,00	5,074
С учетом сейсмического воздействия интенсивностью 8 баллов	1,15 0,92 1,26	4,85	2,055	1,22 1,09 1,60	0,00	2,502	1,26 1,01 1,65	0,00	2,438
С учетом сейсмического воздействия интенсивностью 9 баллов	0,77 0,60 0,85	100,00	-4,373	0,93 0,79 0,98	100,00	-1,925	0,94 0,77 1,21	77,744	-0,812

В Табл. 2 и 3 приведены результаты ретроспективного анализа устойчивости склонов на участках Кахского и Западно-Гергебильского оползней, соответственно, с использованием вероятностного подхода.

Результаты ретроспективной вероятностной оценки, выполненной методом Morgenstern-Price (Рис. 2а), показали, что на участке Кахского оползня за счет возможной изменчивости распределения прочностных характеристик алевролитов в массиве, существовала определенная вероятность (до 5%) потери устойчивости склоном уже при сейсмическом воздействии 8 баллов по шкале MSK-64 (табл. 2). Другие использованные методы дали результаты, близкие к результатам, полученным при использовании детерминированного варианта оценки устойчивости – развитие склоновых деформаций

возможно только при сейсмическом воздействии 9 баллов по шкале MSK-64.

Результаты ретроспективной вероятностной оценки, выполненной методом Моргенштерна-Прайса (рис. 2б), показали, что на участке Западно-Гергебильского оползня за счет возможной изменчивости распределения прочностных характеристик алевролитов в массиве, существовала определенная вероятность (0,1%) потери устойчивости склоном уже при сейсмическом воздействии 7 баллов по шкале MSK-64 (табл. 3). Другими использованными методами также был получен сходный результат. Максимальную вероятность (3,3%) потери устойчивости склоном уже при сейсмическом воздействии 7 баллов по шкале MSK-64 показали оценки методом Сарма. При сейсмическом воздействии 8 баллов по шкале MSK-64, результаты, полученные всеми методами, показывают вероятность развития смещений на рассматриваемом склоне с вероятностью от 55% до порядка 64,5%. Таким образом, результаты, полученные при ретроспективной вероятностной оценки, указывают, что за счет влияния изменчивости распределения прочностных характеристик алевролитов в массиве потеря устойчивости склоном могла произойти уже при сейсмическом воздействии 7 баллов по шкале MSK-64, что на 1 балл ниже, чем результаты, полученные при использовании детерминированного варианта оценки устойчивости – развитие склоновых деформаций возможно только при сейсмическом воздействии 8 баллов по шкале MSK-64.

Табл. 3. Результаты вероятностного анализа ретроспективной количественной оценки устойчивости на участке развития Западно-Гергебильского оползня

Вариант расчета устойчивости склона	Моргенштерн – Прайс (М-П)			Спенсер			Сарма		
	Ку Средний Мин Макс	Вероятность смещения, %	Показатель надежности RI	Ку Средний Мин Макс	Вероятность смещения, %	Показатель надежности RI	Ку Средний Мин Макс	Вероятность смещения, %	Показатель надежности RI
В естественных условиях	1,41 1,02 1,91	0,00	2,807	1,42 1,16 2,01	0,00	3,794	1,40 1,1 1,915	0,00	3,094
С учетом сейсмического воздействия интенсивностью 7 баллов	1,17 0,84 1,57	0,273	1,672	1,15 0,999 1,55	0,128	1,523	1,17 0,91 1,59	3,303	1,684
С учетом сейсмического воздействия интенсивностью 8 баллов	1,01 0,91 1,315	55,018	0,085	0,99 0,89 1,30	64,466	-0,137	0,99 0,84 1,37	64,629	-0,115
С учетом сейсмического воздействия интенсивностью 9 баллов	0,73 0,65 0,98	100,00	-4,367	0,72 0,65 0,95	100,00	-4,907	0,72 0,63 0,97	100,00	-4,698

Обсуждение и выводы. Полученные результаты ретроспективной количественной оценки устойчивости склонов, выполненные как на основе детерминированного подхода, так

и с использованием вероятностного анализа, подтвердили сейсмогенный характер рассматриваемых оползней – Кахского и Западно-Гергебильского. Оценки, выполненные на основе детерминированного подхода, показали, что склоны могли терять устойчивость при сейсмическом воздействии, составляющем не менее 9 баллов по шкале MSK-64 для участка Кахского оползня и более 8 баллов по шкале MSK-64 для участка Западно-Гергебильского оползня. Вместе с тем, результаты ретроспективной количественной оценки устойчивости с использованием вероятностного анализа указывают, что за счет возможной изменчивости распределения прочностных характеристик алевролитов в массиве, потеря устойчивости, пусть и с не большой вероятностью, на участке Кахского оползня могла произойти, уже при сейсмическом воздействии в 8 баллов по шкале MSK-64, на участке Западно-Гергебильского оползня – уже при сейсмическом воздействии в 7 баллов по шкале MSK-64, что в обоих случаях на 1 балл ниже, чем величины сейсмического воздействия, полученные при оценках на основе детерминированного подхода.

При этом вопросы о возможной магнитуде таких событий, их удаленности от рассматриваемых оползней в настоящей работе не рассматривались. Для подтверждения (или опровержения) полученных выводов необходимо выполнить аналогичные ретроспективные расчеты устойчивости склонов и на других участках, где либо выявлены аналогичные оползни, либо склоны сохранили устойчивость, а также провести определение возраста исследуемых древних оползней.

Литература

- 1 Брод И.О. и др. Геологическое строение и история геологического развития Восточного Предкавказья. Труды КЮГЭ, вып. I. - М.: Госгеолтехиздат, 1958.
- 2 Зеркаль О.В., Фоменко И.К. Влияние различных факторов на результаты вероятностного анализа активизации оползневых процессов//Инженерная геология. -2016. - №1. - С. 16-21
- 3 Зеркаль О.В., Фоменко И.К. Оползни в скальных грунтах и оценка их устойчивости//Инженерная геология. - 2016. - №4 - С.4-21.
- 4 Кан К., Зеркаль О.В. Применение вероятностного анализа при количественной оценке устойчивости склона//Инженерная геология. – 2017. - №4. – С. 18-26.
- 5 Палеосейсмология/под ред. Д. Мак-Калпина. в 2 т. – М.: Научный мир, 2011. – т. 1, 560 с., т. 2, 400 с.
- 6 Солоненко В.П. Палеосейсмология//Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. – 1973. - №9. – С. 3-16.
- 7 Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы и их прогноз. – М.: Изд-во МГУ, 1988. - 214 с.
- 8 Фоменко И.К., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Сироткина О.Н. Вероятностный анализ устойчивости скальных оползней//Инженерная геология Северо-Западного Кавказа и Предкавказья: современное состояние и основные задачи/Матер. III региональной научно-практ. конф. (Краснодар, 24-25.11.2016). – Краснодар: Изд-во Кубан. гос. ун-т, 2016. - С. 268-272.
- 9 Crozier, M.J., 1992. Determination of paleoseismicity from landslides. In Landslides (Glissements de terrain) (D. H. Bell, Ed.)//Proc. of the 6th International Symposium, (Christchurch, New Zealand). - Rotterdam: A.A. Balkema, 1992, v. 2. - pp. 1173-1180.
- 10 Jibson, R.W. Use of landslides for paleoseismic analysis//Engineering Geology. – 1996. – v. 43. - №4. – pp. 291-323.
- 11 Morgenstern N.R., Price V.E. The analysis of the stability of general - slip surface//Geotechnique. - 1965. – v. 15. - №1. - pp. 70-93.
- 12 Sarma S.K. Stability analysis of embankments and slopes//Geotechnique. – 1973. - v. 23. - №3. - pp. 423-433.
- 13 Spencer E. A method of analysis of the stability of embankments assuming parallel inter-slice forces//Geotechnique. – 1967. – v. 17. – pp. 11-26.
- 14 Strom A., Abdrakhmatov K. 2018. Rockslides and rock avalanches of Central Asia: distribution, morphology, and internal structure. - Elsevier, 2018. – 450 p. ISBN: 978-0-12-803204-6

ИНФОРМАТИВНЫЕ ПРИЗНАКИ ТРИГГЕРА АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ И ПЕРСПЕКТИВА МЕТОДОВ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Турсунметов Р.А., Бимурзаев Г.А.

ГП «Институт ГИДРОИНГЕО» г. Ташкент, Узбекистан

В районах интенсивной инженерной нагрузки на геологическую среду необходимо наладить высокое качество прогноза и своевременный контроль над оползневыми процессами, так как они, в свою очередь, зависят от уровня надежности и оперативности измерения величины колебания показателей, которые характеризуют процессы, происходящие как на глубине, так и околоземной поверхности.

С каждым годом растут площади, где развиваются оползневые процессы, и в связи с этим, также возрастает экономический, экологический и социальный ущерб от этих негативных явлений. В этом аспекте на первый план выдвигается прогнозирование активизации оползневых процессов. Эти сведения также большое значение имеют как при составлении карты оползнеопасности территории, так и в системе раннего предупреждения.

В настоящее время в большом объеме выполнены работы по прогнозированию оползневых процессов. При этом особое внимание уделялось изучению физических процессов, происходящих при оползневых явлениях. Были измерены те физические компоненты, которые проявляются при движении оползневого тела. В большинстве случаев для продолжения реализации этих способов потребуется выполнение исследований с помощью специальных установок и проведение горно-буровых работ. С другой стороны, исходя из результатов многолетних исследований, оползневой процесс по площади рассматривается как единый объемный процесс, состоящий из взаимосвязанных динамических систем. Следовательно, для набора необходимой информации по площади в целях прогнозирования активизации оползневого процесса потребуется выполнение большого объема горнобуровых работ, в которых устанавливаются датчики для получения информации об изменениях ситуации.

Хотя в настоящее время в большом объеме выполнены мониторинговые исследования по изучению активизации оползневых процессов, однако в этих исследованиях не были охвачены геолого-геофизические и геодинамические процессы, происходящие в оползневом массиве. С другой стороны, в достаточной степени для практики не были сформулированы информативные параметры (триггера) активизации оползневого процесса. В последние годы особое внимание уделяется на изучение природы триггерного эффекта, инициирующего деформационные явления в геологических средах. К решению этих проблем посвящаются международные конференции [2]. К выявлению информационных признаков триггерного эффекта предъявляются особые требования, которые сводятся к следующему:

- состояние геологической среды характеризуется аномальными значениями физических полей;
- тенденция развития деформационных явлений отражается в динамике изменения физических полей;
- представляет интерес установления критериев, инициирующих деформационные явления.

В этом направлении выполнен ряд исследований по разработке триггера активизации оползневого процесса (ТАОП), но они носили разобщенный характер [2]. В связи с этим, сформулируем физико-геологическую модель активизации оползневых процессов.

Оползни формируются в пределах подвижных зон тектонических нарушений, отличающихся обводненностью, которые находятся в зоне формирования водного бассейна. Нарушение водного баланса в обводненных тектонических зонах приводит к избыточной разгрузке подземных вод в зоне оползневого массива, где происходит переувлажнение

пород. В результате этого явления в массиве наблюдаем нарушение сплошности среды, которые проявляются в виде блоков, где может развиваться деформации сжатия или растяжения. Эти явления, в свою очередь, проявляются соответственно трещинам разрыва и сжатия, отличающимся энергоактивностью. Они обуславливают не только изменение физических свойств пород, но и являются источником геофизических полей [1].

В целом, оползневое тело приобретает напряженно деформированное состояние, при чем касательные напряжения направлены по плоскости скольжения, которая отличается особыми электромагнитными свойствами, т.е. характеризуется весьма низким удельным электрическим сопротивлением. В целом, развитие плоскости скольжения приводит к движению оползневой массы.

Согласно физико-геологической модели, первопричиной активизации оползневого процесса является обводненность тектонических зон инверсионного характера, которые развиты в неотектонический период. Особенность этих нарушений заключается в том, что они состоят из двух условных зон: зона поднятия и зона опускания, которые на кровле коренных пород характеризуются ступенчатостью. Обводненные зоны в большой степени приурочиваются к при поднятой зоне, отличающейся трещиноватостью. С другой стороны, эти нарушения характеризуются повсеместному распространению, как на глубине, так и по площади. Распространённость их по площади отмечается изменением водообильности в зависимости от атмосферных осадков в зоне формирования водного бассейна. С другой стороны, эти нарушения имеют глубинное распространение и практически замыкаются глубинными разломами регионального характера. Они играют значительную роль в энерго переносе физических полей планетарного масштаба. Необходимо отметить, что эти нарушения состоят из уплотненных и разуплотненных зон, что способствует развитию упругих волн вдоль тектонических зон. Воздействие землетрясений глубокофокусного характера сильнее проявляется по этим нарушениям, т.к. в указанных землетрясениях сильнее проявляются поверхностные волны Релея и Лява, которые характеризуются эллиптической поляризованностью [1]. Эти волны являются низкочастотными. Процесс трещинообразования сопровождается испусканием низкочастотных упругих колебаний и под влиянием этих волн могут происходить резонансные явления, приводящие к активизации оползневых процессов. При этом обводненность этих разломов около поверхности земли в несколько раз может усилить резонансные явления. В целом описываемый разлом служит как резонатор акустических и электромагнитных волн. Активность этих зон можно установить по результатам исследований методом динамической геофизики, в которых изучается вариации физических полей планетарного масштаба под действием лунно-солнечного прилива и отлива [1]. Подвижная обводненная зона чутко реагирует на процесс прилива и отлива, что проявляется в поведении естественного электрического поля и упругое электромагнитное поле Земли.

Согласно модели, процесс нарушения сплошности оползневого тела сопровождается, прежде всего, образованием блоков, где развивается деформация сжатия и растяжения. Развитие деформации приводит к нарушению структуры связи между частицами, тем самым среда становится энергоактивной. Они проявляются в виде трещин отрыва и трещин сжатия. В свою очередь, эти трещины электризуются. В частности, трещины отрыва заряжаются отрицательными электростатическими зарядами и трещины сжатия – положительными. В целом, можно отметить, что процессы активизации сопровождаются увеличением количества заряженных трещин, и процесс полного разрушения массива сопровождается весьма интенсивными заряженными частицами. Описанные явления наблюдались при сошедшем оползне Нишбаш. Для регистрации электростатических зарядов положительного и отрицательного характера можно привлекать традиционные электрометры, а также можно применять биофизический метод отклика электростатических зарядов. Данный метод часто используется для обнаружения геологических неоднородностей.

Как уже отметили, процесс увлажнения оползневого массива носит сложный характер и на конечном этапе переувлажнения оползневого массива может образоваться

фильтрационный поток подземных вод, который существенно оказывает влияние на активизацию оползневых процессов. В этом аспекте особое значение приобретает изучение структуры движения подземных вод в оползневом массиве. Как правило, в нашем случае процесс переувлажнения связан с обводненностью тектонических зон. И изучение структуры подземных вод относительно обводненных тектонических зон является первоочередной задачей. С этой целью, в настоящее время разработана методика электрического способа изучения структуры подземных вод, которая основана на взаимодействии структур создаваемого электромагнитного поля и структур движения подземных вод. Данная методика реализована на комплексной электроразведочной установке, в которой удается изучать нелинейные параметры, связанные с движением подземных вод. При этом линейный параметр характеризует движение подземных вод в пространстве и четко можно установить вертикальные и горизонтальные движения подземных вод. Активизация оползневых процессов отмечается увеличением интенсивности потоков подземных вод, которые характеризуются повышением значения нелинейного параметра электрического поля. В качестве примера можно отметить результаты изучения структуры подземных вод при помощи электрического способа изучения фильтрационных потоков на участке Нишбаш. Разгрузка подземных вод над обводненной тектонической зоной отмечается вертикальной составляющей электрического поля, тогда как латеральные движения подземных вод – горизонтальной. Таким образом, структуру движения подземных вод можно рассматривать как один из информативных признаков триггера активизации оползневых процессов.

Конечный этап активизации оползневых процессов сопровождается образованием плоскости скольжения в оползневом массиве. При этом плоскость скольжения отличается наличием тонкодисперсных частиц, образованных за счет развития процесса трения. Тонкодисперсные частицы обладают уникальным электромагнитным свойством, как уже отметили, низкими значениями электрического сопротивления меньше 1 Ом.м. Низкие значения удельного сопротивления вызваны эффектом сверхкапиллярной электропроводности, который проявляется в тонко дисперсных глинистых частицах. Для обнаружения плоскости скольжения, характеризующейся высокой продольной проводимостью, применяется метод становления электромагнитного поля в ближней зоне. В результате, проведения которого четко проявляется низкоомные высокопроводящие слои. Имеется успешный опыт применения этого метода для прослеживания плоскости скольжения по площади Нишбаш.

По результатам выполненных исследований сформулируем информативные признаки триггера активизации оползневых процессов. Изначальным информативным признаком является переувлажнение оползневых массивов за счет избыточной водообильности обводненных тектонических зон. Переувлажнение массива с успехом может изучаться электромагнитными методами, электрическое поле которых четко реагирует на процесс увлажнения пород. Как мы уже отметили, этот процесс с большой уверенностью может изучаться электрическим способом изучения структур движения подземных вод. В процессе переувлажнения массива образуются водонасыщенные слои, которые можно рассматривать как фильтрационный поток подземных вод. Следовательно, описанный процесс четко проявляется в результатах электрического способа определения движения подземных вод. Следующий информативный признак связан с изучением динамики функционирования обводненных тектонических зон. Причем, их активность, прежде всего, определяется при изучении вариации геофизических полей под действием лунно-солнечного прилива и отлива. Следовательно, указанные активные зоны чутко реагируют на упругие поля, создаваемые глубоководными землетрясениями. В качестве информативного признака в данном случае служит резонансное явление, приводящее к разрушению структурной связи массивов. Для изучения данного явления целесообразно дальнейшая постановка специальных сейсмологических исследований. В качестве информативного признака может служить процесс развития трещинообразования в оползневом массиве. При этом трещины могут быть трещинами-отрывами и трещинами-сжатиями, отличающимися энергоактивностью.

Соответственно, они отмечаются отрицательными и положительными зарядами, и их регистрация позволит оценить степень неустойчивости оползневого массива, т.к. начало трещинообразования отмечается одиночными аномалиями, тогда как развитие массового трещинообразования отмечается многочисленными локальными аномалиями электростатического поля. Следовательно, динамика развития активизации оползневого процесса чутко проявляется в поведении электростатических полей. Кроме того, для оценки динамики развития трещинообразования могут привлекаться методы сейсморазведки. На результатах, которых трещинообразование отмечается снижением скорости распространения сейсмических волн. Одним из главных информативных признаков неустойчивости оползневого массива является образование плоскости скольжения, способствующее движению оползневого массива. Для ее выявления будут применяться методы электромагнитного зондирования. Таким образом, установленные признаки послужат научно-методической основой мониторинговых исследований по прогнозированию оползневых процессов.

Литература

- 1 Инженерная геофизика. Ляховицкий Ф. М., Хмелевской В. К., Яценко З.Г. – М.: Недра, 1989. – 252 с.
- 2 Роль науки и практики в усилении устойчивости и актуализации управления рисками проявления экзогенных геологических процессов / материалы I Международной научно-практической конференций/ 10-11 октября 2019 г./ 268 стр.
- 3 Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 6–9 июня 2017 г.): материалы IV Всероссийской конференции с международным участием / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2017. 496 с.

УДК 555.1

НООСФЕРНАЯ ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОНОМИЯ СЕЙСМОПЛАНЕТОСФЕРЫ ГЕОИДА (ТЕОРИЯ и ПРАКТИКА)

Усупаев Ш.Э.

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

Введение. Фигура объемная Земли, имеет по современным гравиметрическим и спутниковым данным НАСА, Роскосмоса и стран Мира, высеченные в рельефе высокоточные понижения и приподнятости с цифрами и изолиниями отклонения геоида (истинной формы планеты) в метрах относительно трехосного эллипсоида [1-13].

Методология и методики. Метод выявления закономерности генезиса геоида заключается в дешифрировании палеоследов ударного столкновения небесных тел, расположенных в сфере влияния формирующейся Земли, вследствие грави-инертного взаимодействия объемной фигуры твердого ядра с квазирельефом поверхности геоида. Методология интегрированного картографического дешифрирования и выявления взаимосвязи объемных фигур и форм твердого ядра с поверхностью геоида именуется ноосферным инженерно-геономическим методом, позволяющим выявить связь сейсмопланетосферы от ядра до ионосферы Земли. В работе приведены разработанные методы ноосферного инженерно-геономического моделирования и графоаналитического выявления воздействия орбитального вращения твердого ядра на 3 дренажных оболочек и формирование сейсмопланетосферы Земли. Впервые приведены связи закономерностей сейсмического режима с уравнением времени, а также с динамикой импульсов электромагнитного естественного поля Геоида, и орбитальным вращением твердого ядра вокруг геометрического центра планеты, а также воздействием полюсобежных, экваторобежных, геоидобежных и галлактикобежных сил палеопрочности Земли [1-13].

Результаты исследований. Ноосферная инженерная геонимия сейсмопланетосферы геоида, базируется на основах Единой теории палеопрочности вещества геоида, с картами и моделями инженерной сейсмогеонимии [1-13].

Геонимия, путь в ноосферу наук о Земле, представленный синтезом геодинамики, геохимии и геофизики в узком понимании данного термина [1-2, 6, 11-13].

Инженерная геонимия, это интегрированные в единое геонимия, катастрофоведение, гео- и планетарные экологии, инженерная или ноосферная геология, т.е. науки о Земле – Воде – Жизни [6, 10 - 13].

Ноосферная – синтетическая, картина мира интегрирует в единое целое функционирующее и развивающееся косные, неживые, живые и разумные вещества и существа. Ноосферная картина мира, постепенно от узкопредметной картины превратилась в широко-, затем меж- предметную интегративную и синтетическую, которая наследует потенциал всех предшествующих картин Космоса, Мира, Вселенной [4,7, 11-13].

Сейсмопланетосфера, взаимосвязанные тесно между собой геосферы: сеймосфера, тектоносфера, астеносфера, гидросфера, биосфера, электромагнитная сферы, ионосфера, сферы ядер, дренажные оболочки Земли [8, 10 - 13].

На Рис. 1. представлена составленная «Ноосферная инженерно-геонимическая карта сейсмопланетосферы Геоида». На интегрированной карте генерализованы аналитические и тематические данные из: а). карты кольцевых сейсмических зон Земли (закрашены в бардовый цвет кольцевые зоны концентрации землетрясений на суше и под водой как выдающиеся структуры сейсмопланетосферы Земли); б). карты спутниковых гравиметрических данных с геоидными повышениями и понижениями объемной фигуры Земли с 6 эпицентрами твердых ядер ударно столкнувшихся с нашей планетой подобных небесных тел (БЭ – Бразильского, КЭ – Канадского, СЛЭ – Северно Ледовитого, ТеЭ – Тетиса, ТЭ – Тихоокеанского) и их антиподальными грави-инертными центрами (БА – Бразильского, КА – канадского, СЛА – Северно-Ледовитого, ТеА – Тетиса, ТА – Тихоокеанского), а также изначального твердого ядра Земли с эпицентром-ЯЭЗ и антиподальным центром-ЯАЗ, имеющих возраст более 4.5 млрд. лет. Геолого-космические возрасты и координаты ударных столкновений палеопланет: 1. Бразильской – 4,0 млрд. лет, 2. Канадской – 3.5 млрд.лет, 3. Арктической (Северно-Ледовитого океана) – 2.8 млрд. лет, 4. Тетиса – 1.9 млрд. лет, 5. Тихоокеанской – 0,67 млрд. лет планетоблем, которые взаимосвязаны с кольцевыми мегаструктурами центрального типа сейсмопланетосферы Земли; в). карты распространения континентальных (заштрихованы в точки красного) и подводных (заштрихованы в точки розового цвета) действующих вулканов Геоида, г). карты распространения (заштрихованы точками черного цвета) концентрированного расположения полезных ископаемых, д). изолинии нулевых значений (темно-желтые линии, где знак минус отрицательного, плюс положительного значений магнитного поля Земли типизирующего расположение твердых ядер гибридной Земли; е). изолинии (линии бардового цвета) нулевого значения высот геоида, контролирующих распределение твердых ядер гибридной Земли и). синусоидальных зон (темно и светло-коричневые линии, пересекающиеся у экватор) развития планетарных сколов с внутренними территориями полюсобежного сжатия и внешними экваторобежного растяжения сейсмопланетосферы Геоида, и). карты латерального по широтного распространения (на юге выделены пунктирной с точками и заштрихованы вертикальными синими линиями) границ айсбергов как источников льдотрясений, ж). зеленым цветом закрашены поверхности континентов, где при добыче горючих сланцев формируются искусственные землетрясения а при разработке месторождений полезных ископаемых для их извлечения из недр используются промышленные взрывы, также зеленым цветом указаны территории распространения малой сейсмичности и микросейсм, з). белым цветом представлены пространства океанов и морей, где получили развитие малые значения величины землетрясений и сейсмические шумы (микросейсмы).

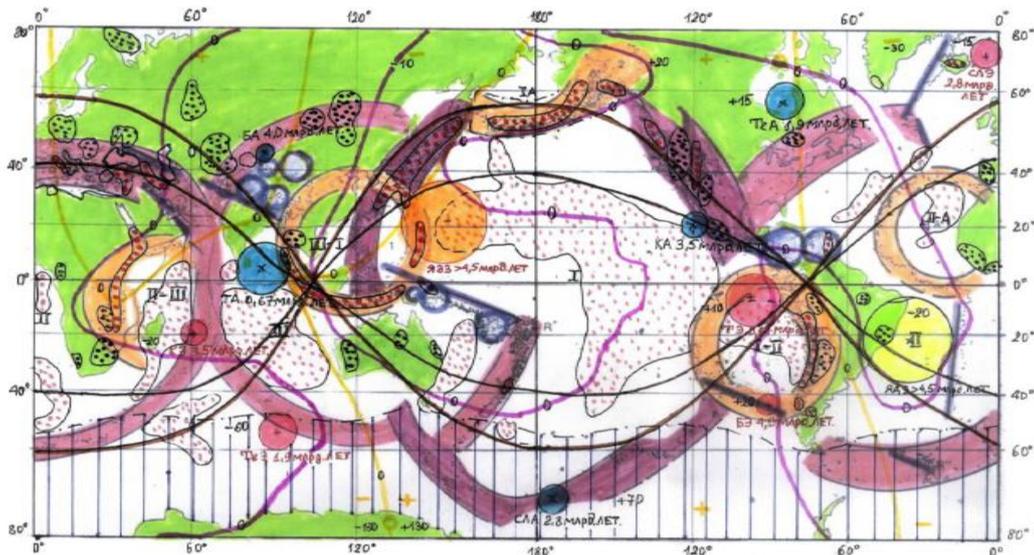


Рис. 1. Ноосферная инженерно-геономическая карта сейсмопланетосферы Геоида

Из вышеописанной интегрированной карты видно, что сейсмопланетосфера представлена как природным, так и искусственным типами землетрясений, которые отличаются по их типам, интенсивности и механизму проявлений и закономерно взаимосвязанные между собой в пределах расположения эпицентров и антиподальных гравитационных их центров, где размещены твердые ядра 5 ударно столкнувшихся с древним геоидом палео-планет, а также закономерно размещены в земной коре и литосферных плитах Земли [6, 8, 10-13].

На Рис. 2. представлена разработанная впервые «Ноосферная инженерно-геономическая модель разрез гибридного геоида сформировавшего сейсмопланетосферу Земли», где выделены: а). серым кружочком геометрический эпицентр Земли диаметром до 400-500 км, вокруг которого вращается твердое ядро Земли; б). красными кружочками показаны ежемесячные круглогодичные орбитальные (красные стрелки направления) вращения твердого ядра вокруг геометрического центра планеты; в). римские цифры внутри светло-желтого круга указывают месяцы, а серый цвет круга глубину недр в 4 тыс. км, где наблюдается максимальное значение силы тяжести в 1 тыс. Гал, т.е. процессы миграции и круговорота вещества контролируются данным барьером палеопрочности планетосфер Земли; г). красным кругом на глубине 3,5 тыс. км выделена 3-ья ДО₃ (оболочка Земли, где происходит круговорот сверхглубинных сейсмопланетосферных трансформаций на основе термо-барических вымываний компонент полигрантов соединением HgH, приводящим к дегазации водорода и гидрид металлическим конвекциям; д). желтыми кружочками показаны гипоцентры расположений твердых ядер ударно столкнувшихся с палео-Землей подобных небесных тел сформировавший современную гибридный Геоид. Указанные твердые ядра играют роль в формировании и переполюсовках магнитного поля Земли, вытесняются к границам жидкого ядра центральным ядром изначальной Земли и удерживаются в недрах нижней мантии силами барицентра (формирует выделенное фиолетовой пунктирной с точками круга границу гравитационного равновесия Земли и Луны) на глубине 1593 км; е). косой широкой штриховкой розового цвета выделены границы нижней мантии Земли; и). косой широкой штриховкой оранжевого цвета выделены границы верхней мантии Земли; к). на глубинах от 250 до 300 км в недрах планеты выделена кругом закрашенным оранжевым цветом с стрелками черного цвета вторая дренажная оболочка (ДО₂) представленная соединениями SH приводящими дегазации серы, водорода и к круговороту компонент полигрантов, трансформирующими георисками от глубоководных землетрясений в зонах субдукции; л). на глубинах от 60 км до 250 км закрашена в красный цвет астеносфера, которая окружена снизу дренажной оболочкой ДО₂ оранжевый цвет с циркуляцией SH, а

и начало ноября месяцев, второй наибольший в +13,8 мин. положительный пик наблюдается в конце января и середине февраля месяцев, третий по величине +6 мин. положительный пик имеет место в конце июля и начале августа месяцах, четвертый – 4,4 мин. отрицательный пик приходится на середину мая месяца.

Волна и шкала слева графика выделенная коричневым цветом, описывает среднее сезонное колебание скорости вращения Земли и отклонение длительности земных суток от эталонных в 10^{-4} сек и имеет следующие пики: максимальный $-6,4 \cdot 10^{-4}$ сек. отрицательный пик, который приходится на июль и август месяцы и коррелирует с 3-им +6 мин. положительным пиком графика уравнения времени. Второй по величине пик в $3,8 \cdot 10^{-4}$ сек отклонения длительности земных суток имеет место в апреле месяце, третий положительный в $+3 \cdot 10^{-4}$ сек пик расположен в конце октября и начале ноября месяцах и тесно коррелирует с первым отрицательным пиком уравнения времени в $-15,8$ мин., четвертый $0,5 \cdot 10^{-4}$ сек минимальный положительный пик приходится на конец декабря и начало января месяцев. На описываемом графике волна черного цвета показывает изменения количества естественных импульсов электромагнитного поля Земли, исходящего на подобии сердцебиения из недр Земли, которое наибольшим 63 пиком импульсов проявляется в середине июля месяца и тесно коррелируется с максимальным $-6,4 \cdot 10^{-4}$ сек. отрицательным пиком сезонного колебания скорости вращения Земли и отклонения длительности земных суток от эталонных, который приходится на июль и август месяцы и коррелирует с 3-им +6 мин. положительным пиком графика уравнения времени. Интенсивность и величины импульсов электромагнитного поля Земли минимизируются в октябре, декабре и от марта до декабря месяцев. Светло зеленым цветом волны на графике показаны количества землетрясений, происходящих на территории Республики Таджикистан интенсивностью от 6 баллов и выше, где видна прямая связь наибольшего проявления в середине июля месяца их количества в 62 случая с максимальным пиком количества электромагнитных импульсов, максимальным пиком сезонного колебания скорости вращения Земли и отклонения длительности земных суток от эталонных, и третьим по величине +6 мин. положительным пиком в графике уравнения времени. Второй по величине пик землетрясений на территории Таджикистана в 35 событий приходится на середину сентября месяца, а в 30 землетрясений на конец марта и начало апреля месяцев. Темно зелеными цветом волны выделены закономерности проявления землетрясений интенсивностью более 7 баллов для территории Кыргызского Тянь-Шаня, где максимальный пик 18 событий приходится на август месяца, а 16 событий на конец декабря и начало января месяцев [9, 11-13].

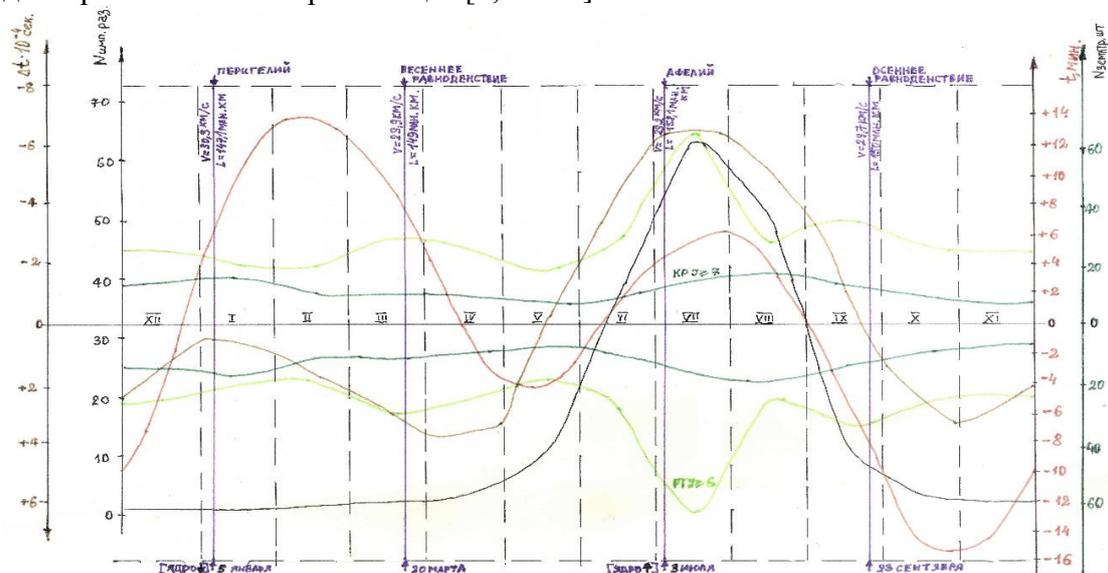


Рис. 3. График интегрированного ноосферно инженерно-геономического дешифрирования режима и динамики сейсмопланетосферы трансформирующего геосферы по закону уравнения времени землетрясениями, цунами и вулканами на Земле

Появления землетрясений коррелируют с графиками уравнения времени, пиками естественных электромагнитных импульсов Земли, отклонениями длительности земных суток от эталонного и средними сезонными колебаниями скорости вращения Земли.

Из графика видно, что максимальные пики проявления землетрясений связаны с переходом 3 июля твердого ядра Земли в орбитальном импульсном под углом 45 град к Солнцу движении из экватора в северное полушарие и афелии где наблюдается максимальное удаление Земли на 152,1 млн. км. от Солнца при скорости полета в 29,2 км/сек. Второму максимальному пику уравнения времени предшествует 5 января орбитальный переход твердого ядра Земли через экватор к южному полушарию [9, 11-13].

На Рис. 4 представлена составленная впервые «Ноосферная инженерно-геономическая модель латеральной по-широтной закономерности распределения, типизации и прогноза землетрясений Геоида», где желтым цветом закрашены площади квазисимметрического распределения срединно-океанических хребтов (СОХ) с выделенными 2-мя экваторами на широтах 0 град град. и 33 град. ю.ш., светло-коричневым цветом показаны подсчитанные по картам рельефа площади квазисимметричного распределения горных сооружений на Суше Земли с континентальным экватором расположенным на 43 град с.ш., красным цветом закрашен континент Антарктида с континентальным вторым экватором Земли на 74 град ю.ш. На НИГ модели светло-фиолетовым цветом закрашенными 3 горизонтальные полосы указывающие широты, где происходит смена и переход континентальных и океанических структур между собой.

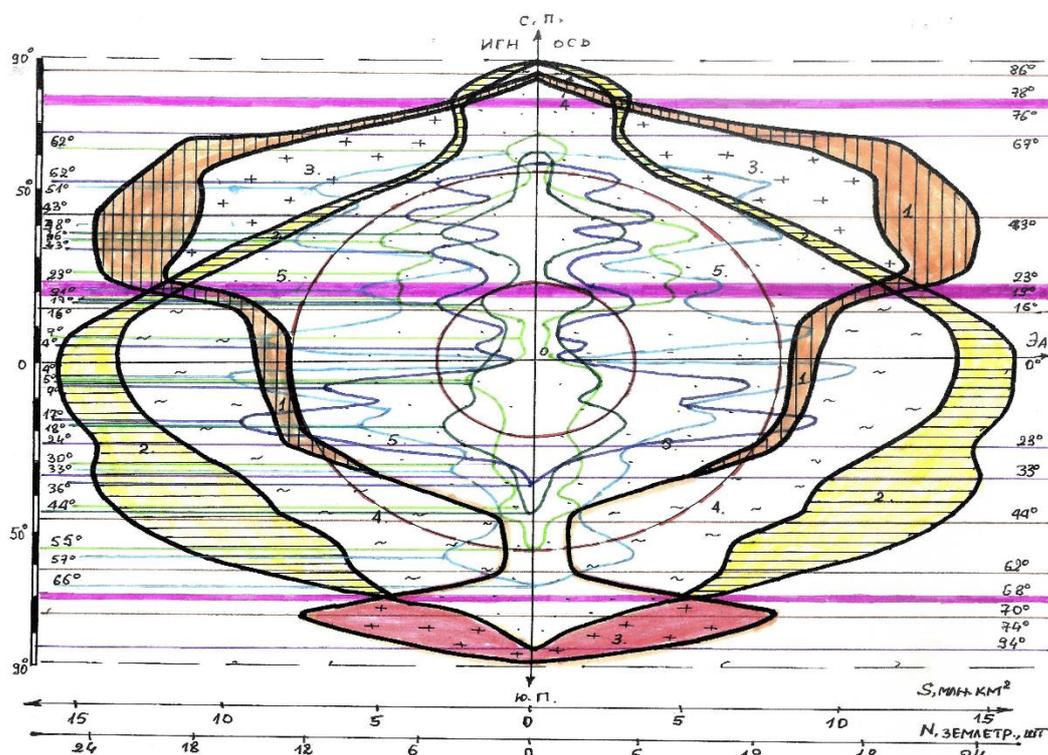


Рис. 4 Ноосферная инженерно-геономическая модель латеральной по-широтной закономерности распределения, типизации и прогноза землетрясений Геоида

В середине НИГ модели красными кругами выделены малый круг – сфера нахождения твердого ядра и большой круг жидкой планетосферы Земли. Распределение количества землетрясений соответственно показаны на НИГ модели: неглубокофокусные землетрясения для территорий светло-зеленым цветом, глубокофокусные – темно-зелеными линиями; неглубокофокусные землетрясения для акваторий голубым цветом, глубокофокусные синим цветом. Выделенные пики количества землетрясения указывают на

широты, где происходит наибольшие сейсмические деформации и трансформации. При этом, из НИГ модели видно, что наибольшие трансформации производят неглубокофокусные акваториальные землетрясения, затем глубокофокусные акваториальные сейсмодкатастрофы, особенно интенсивно в южном полушарии Земли. В НИГ модели указаны точные координаты широт максимальной трансформации геоида землетрясениями на Суше и в акваториях планеты [11-13].

На Рис. 5 представлена «Ноосферная инженерно-геономическая модель латеральной по-долготной закономерности распределения, типизации и прогноза землетрясений Геоида», где выделены разными цветами закономерности распределения сейсмичности (закрашены в оранжевый и красный цвета) в зависимости от распределения горных сооружений на Суше (закрашены в светло-коричневый северополушарный-3 и коричневый южнополушарный-4 цвета), а горы акваторий (закрашены в голубой северное полушарие -5 и синий южнополушарные -6 цвета) Земли. Показанные по широтные закономерности распределения землетрясений на НИГ модели (Рис.4), на Рис. 5 рассматриваются в латеральном подолготном отношении, где сильные землетрясения полюсобежного и экваторобежного направлений образуют максимальные пики их проявлений ведущих к трансформации геосфер на долготах от 100 до 185 град. в.д., затем меньшие по количеству сейсмособытий, на долготах 15 град до 230 град западной долготы, и от 18 град. до 115 град. в.д.

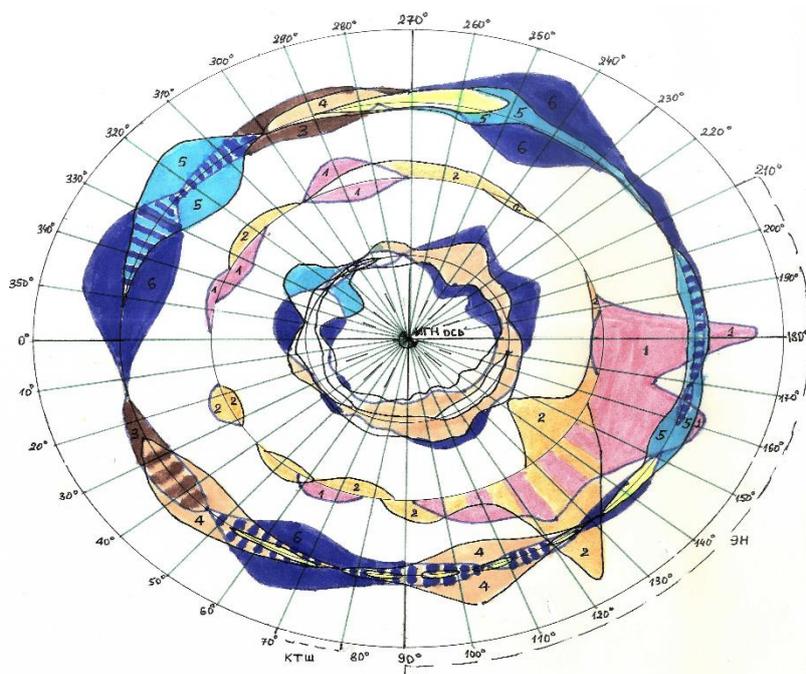


Рис. 5. Ноосферная инженерно-геономическая модель латеральной по-долготной закономерности распределения, типизации и прогноза землетрясений Геоида

В сеймопланетосфере наибольшим трансформациям землетрясения подвергают южное полушарие Земли в долготах от 115 град. до 185 град в.д. с экваторобежными пиками (1) 180 град и 160 град. в.д. Одновременно интенсивно трансформируются (2) долготы от 90 град до 160 град в.д, с экваторобежным пиком 124 град в.д. и полюсобежным пиком 144 град в.д. Именно на вышеуказанных координатах получило развитие климатическое глобальное планетарное явление Эль-Нинью.

Вследствие трансформации землетрясениями сеймопланетосферы, тектоносфера концентрирует максимальные площади развития срединно-океанических хребтов (СОХ) северополушарных (5) и южнополушарных (6) на экваторобежных и полюсобежных долготах от 10 град до 35 град. з.д. с пиком на 35 град. южном полушарии и 25 град северном

полушарии, которые расположены антиподально максимальным проявлениям землетрясений планеты. Подчиненное количество полюсо- и экваторо-бежных землетрясений развито на широтах от 10 град до 130 град з.д., они связаны с гасящим эффектом сформированных горных сооружений на Суше и дне океанов. Землетрясения на территории Кыргызстана являются полюсобежно северополушарным [11-13].

На Рис. 6. представлена разработанная «Ноосферная инженерно-геономическая модель орбитальной по-долготной закономерности распределения, типизации и прогноза сейсмичности на основе использования интегрированного каталога землетрясений и гравитационных воздействий сил звездного неба Галактики», где выделены взаимодействующие: а). серый круг в центре модели – геометрический центр планеты Земля; б). светло-фиолетовый ломанный овальный замкнутый круг – трасса орбитального импульсного движения твердого ядра вокруг геометрического центра планеты., в). светло-зеленый ломанный круг – центробежный гравитационный круг звезд галактики, г). желтый круг инженерно-геономическая ось отсчета количества звезд, внутри солнечно-бежных вне галактикобежных; д). круг коричневого цвета инженерно-геономическая ось отсчета полюсобежных внутри и экваторобежных вне данного круга сильных землетрясений Мира (синий цвет), Кыргызского Тянь-Шаня (голубой цвет); е). красный овальный круг – преобразованное графически уравнение времени Кеплера; и). темно-зеленые линии величины галактикобежного распределения гравитационных масс звезд; ж). римские цифры указывают месяцы года.

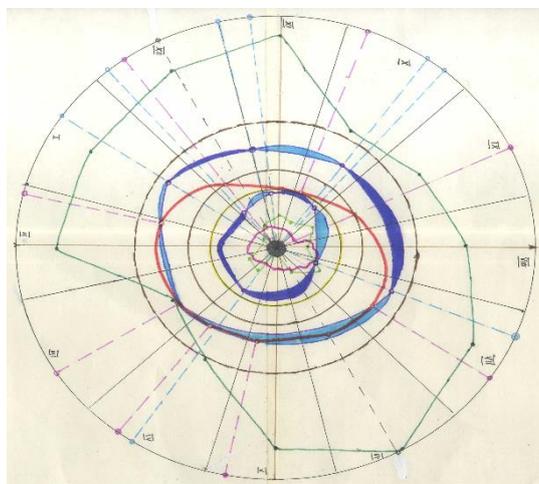


Рис. 6. Ноосферная инженерно-геономическая модель орбитальной по-долготной закономерности распределения, типизации и прогноза сейсмичности на основе использования интегрированного каталога землетрясений и гравитационных воздействий сил звездного неба Галактики

Конфигурации орбитального движения твердого ядра земли вокруг геометрического центра и уравнения времени скоррелированы графоаналитически между собой. Полюсобежные землетрясения Мира и Кыргызстана графо-аналитически перпендикулярны по отношению к графику уравнения времени [9, 11-13].

Из данной НИГ модели видно, что максимальное удаление твердого ядра Земли от геометрического центра наблюдается с конца июля и до середины августа месяцев, имеет место осенний пик активизации землетрясений в Кыргызском Тянь-Шане. Наибольшее приближение твердого ядра Земли в его орбитальном вращении вокруг геометрического центра планеты под углом 45 град. к Солнцу происходит в сентябре месяце в конце августа месяца. Второй пик максимального удаления ядра приходится на март месяц, проявляется весенний пик активизации землетрясений. Из НИГ модели видно, что превышение количества сильных экваторобежных землетрясений на территории Кыргызского Тянь-Шаня

происходит в декабре месяце, от середины января до середины марта месяцев, а также от середины марта до середины июля месяцев. Полусобежные землетрясения на территории Кыргызстана уступают мировым с августа по начало октября месяцев, а также с конца октября до конца декабря месяцев. Характеристическими для прогноза землетрясений являются точки пересечения землетрясений Мира и Кыргызского Тянь-Шаня с линией уравнивания времени.

Из НИГ модели видно, что галлактические гравитационно-инертные массы звезд высоки с ноября по февраль месяцы и с мая по июль месяцы с пиком в середине июня месяца. Пики солнечной гравитационно-инертных масс звезд приходятся на май январь, август месяцы года.

В целях развития инструментального мониторинга орбитального вращения твердого ядра внутри жидкой планетосферы предлагается (Рис. 8) использовать каркас икосаэдро-додекаэдрической структуры Земли (ИДСЗ) Гончарова Н.Ф., Макарова В.А. и Морозова В.С. (1970-гг.), представляющего Землю как гигантский геокристалл, для осуществления прогноза георисков от подземных стихийных бедствий и катастроф, цунами и разрушительных землетрясений, индуцируемых геориски активизирующиеся на гранях – противоположностях, ребрах – переходах и вершинах – отрицаниях геокристалла. Создание мировой сети мониторинга в качестве основ искусственного интеллекта на основе многоканальных регистраторов МГР 02 С с оптимальным их количеством 74 единиц требует от стран Мира изыскания 370 тыс. долл. США [9, 11-13].

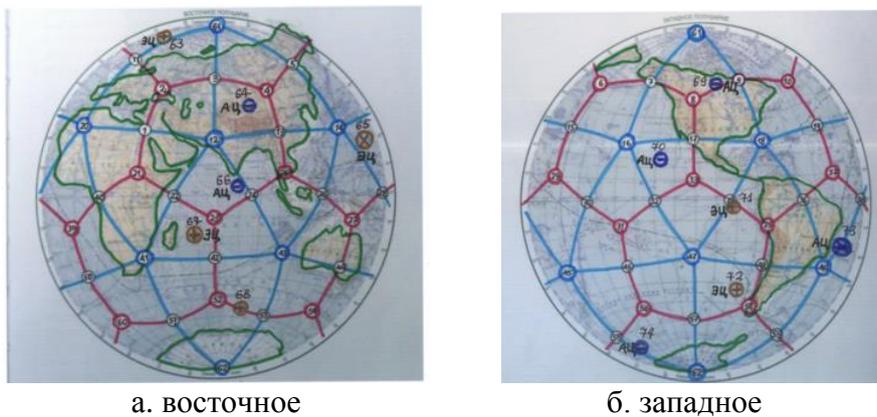


Рис. 7. Ноосферная инженерно-геономическая система как основа искусственного интеллекта он-лайн мониторинга за орбитальным импульсным круглогодичным движением твердого ядра внутри жидкой планетосферы Земли.

Выводы:

1. Ноосферная инженерная геономия сейсмопланетосферы геоида характеризуется взаимосвязью тектоносферы, сеймосферы, астеносферы, ионосферы, гидросферы Земли, трансформирующие георисками с позиций Единую Теорию палеопрочности Земли.
2. В сравнительно-планетологическом отношении от Солнца до планет и всех небесных тел, они были сформированы ударными столкновениями и практически в вещественном отношении представляются поливозрастными гибридными образованиями.
3. Пульсационные ежегодные обращения твердого ядра вокруг геометрического центра Земли трансформируют поле палео-прочности выше расположенных планетосфер Земли, которые в сеймосфере формируют геориски от землетрясений, цунами и вулканизма, имеющих связь с дренажными оболочками Геоида.
4. Предложено внедрить недостающее звено для создания основ искусственного интеллекта в виде ноосферной Мировой сети комплексного и полного мониторинга георисков с применением станций измерения естественных импульсов электромагнитного

поля исходящих подобно «сердцебиению» из недр планеты с помощью Российских (г.Томск) МГР 01 С технологий, целевых ионосферных и гидрогеохимических станций.

Литература

- 1 Белоусов В.В., Вихерт А.В. (под ред.) Вопросы геономии. Изд. МГУ, 1972, 240 с.
- 2 Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 368 с.
- 3 Вернадский В. И. Научная мысль как планетное явление. М.: Наука, 1991. 271 с.
- 4 Сергеев Е.М., Друянов В.А. Человек и геологическая среда. М.: сов. Россия, 1986. 80 с.
- 5 Ежов Б. В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Изд-во “Наука”, 1986. 134 с.
- 6 Усупаев Ш. Э. Инженерная геономия – новый путь развития геологии и инженерной геологии. //Материалы 8-ой межреспубликанской научной конференции молодых ученых. Фрунзе: Изд-во “Илим”, 1986. С. 143 – 147.
- 7 Яншина Ф. Т. О появлении и первоначальном толковании термина «ноосфера» // Вестник РАН. 1994. № 11. С. 1016—1022.
- 8 Ачкасов А.П., Усупаев Ш.Э. Гипотеза ударного преобразования планет Солнечной системы на примере Земли. Материалы Международной Конференции «Подготовка к чрезвычайным ситуациям иреагирование на риски экологической безопасности в Центрально-Азиатском регионе. (18-19 декабря, 2003г)». Бишкек, 2004, С.138-145.
- 9 Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Ритмы Земли.Томск. 2007, 21 с.
- 10 Григорьев С.М., Емцев Е.Т. Скульптор лика Земли. Изд-во «Мысль» М., 1977. 192 с.
- 11 Усупаев Ш.Э. О Единой теории НИГ поля палео-прочности небесных тел и Земли. Материалы Второго Международного симпозиума, посвященного 75-летию НАН КР. Современные проблемы механики: прогноз и предупреждение горных ударов и землетрясений, мониторинг деформационных процессов в породном массиве. Бишкек – 2018, С. 286 – 298.
- 12 Усупаев Ш.Э. Ноосферная инженерная геономия Единого поля палеопрочности в рубежах гелио- и гео- времени. Журнал Наука и инновация. Серия геологических и технических наук. МАРКАЗИ ТАБЪУ НАШР, БАРГАРДОН ВА ТАРЪУМА ДУШАНБЕ – 2019 №2 С. 4 – 13. №2 С. 150- 158.
- 13 Усупаев Ш.Э. Прикладная ноосферная Единая теория поля палеопрочности Земли. Материалы Международной научной конференции, посвященной 15-летию со дня образования ЦАИИЗ. Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии. Кыргызстан, 17-18 сентября. Remote and Ground-Based Earth Observation in Central Asia: Materials of International Conference. МоЮР. Бишкек, 2019, С. 116 – 136.

УДК 555.1: 624:131

ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОГЕОНОМИЯ ОСНОВ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЕКТА НА ТЕРРИТОРИИ ГУСТОНАСЕЛЕННЫХ ГОРОДОВ КЫРГЫЗСТАНА

Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Орунбаев С.Ж.

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

Введение. Известные подходы исследования сейсмичности подверженных землетрясениям стран и регионов базируются на классических походах генезиса сеймосферы. Основным подходом представляется причинно-следственные механизмы накопления и резкого скачкообразного освобождения упругой энергии в зонах их накопления, вулканогенные землетрясения, а также техногенные источники землетрясений от испытаний ядерных и иных бомб, всевозможные техногенные промышленные взрывы. При этом накопленных опыт работ с основами искусственного интеллекта в сфере мониторинга и прогнозирования землетрясений не рекламируется [1-4].

Методология и методика. В отличие от классических подходов, предлагаются новые инженерно-сейсмогеометрические интегрированные карты и их преобразования в геонотомодели закономерностей распространения, типизации и прогнозирования землетрясений на базе разработанной генетически взаимосвязанных между собой категорий сейсмической уязвимости, степени риска и уровней опасности, что позволяет развивать основы использования и внедрения основ искусственного интеллекта при онлайн получении, автоматизированной обработке, и получения модели прогноза. Представлена методологически новая количественная и качественная единая НИГ шкала сравнительной оценки точности и достоверности оценки магнитуды, энергетического класса и интенсивности землетрясений, увязанная с крепостью грунтов и горных пород отражающих их сейсмические состояния и свойства, при ГИС внесении в программный продукт позволит повысить потенциал принимаемых экспертных решений [1-4].

Искусственный интеллект – наука, в рамках которого ставятся и решаются задачи аппаратного или программного моделирования тех видов человеческой деятельности, которые традиционно считаются интеллектуальными, где искусственная система выполняет творческие функции традиционно являющихся прерогативой человека [1-4].

Инженерная сейсмогеометрия – наука о природе формирования сейсмосферы проявляющей землетрясения от пульсационного выделения энергии гравитационного и электромагнитного характера, как многокомпонентной импульсно проявляющейся и изменяющейся во времени функции литосферы, приводящей к разгрузкам напряжений в планетосферах до изостатического равновесия Земли [1-4].

Результаты исследований. В сфере предложенных в данной работе исследования георисков в качестве примера в данной работе выбраны были наиболее опасные в регионе землетрясения которые представляют риски для густонаселенных городов страны [1-4].

Искусственный интеллект – это новый подход и способ передачи, получения и обработки информации с помощью программирования, для мониторинга, типизации и прогнозирования опасных изменений окружающей геологической среды. При программировании программисту нужно создать модель, или набор инструкций, которым должен следовать компьютер. Модель – это фрагмент кода, который преобразует входные данные в выходные и написан программистом из данных с использованием алгоритма. Поэтому процесс распознавания на полученной ГИС карте георисков проходит за доли секунды и программист по ГИС обучению должен передать свой «житейский» опыт системе компьютеров увязанных с сейсмической аппаратурой и средствами онлайн связи, с серверами получения и обработки данных. Искусственный интеллект, как видно из выше приведенного примера, позволяет автоматизировать сложное. До 120000-150000 в год долларов получают программисты США, создающие компьютерно-машинное обучение.

Карты сайт-эффектов нами были составлены на базе обработки записей инструментальных измерений сейсмических шумов осуществленных методом не активной сейсмики установленными в различных средах сейсмостанциями в штольне, подвальных помещениях жилых домов разного типа постройки, в шурфах на территории густонаселенных пунктов в Кыргызстане, Таджикистане и Казахстане. Зондирование микросейсмических шумов проводили на территории г.Бишкека, г. Каракола, г. Нарына в Кыргызстане; г.Хорога и г. Душанбе в Таджикистане; г.Алматы в Казахстане, частично были начаты в г.Ташкенте в Узбекистане [1-4].

На рис.1 (а, б) представлена составленная сейсмологами на базе сбора, анализа и обработки каталогов землетрясений обновленная, оцифрованная и уточненная карта сейсмического районирования для 5 стран Центральной Азии, где в зонах активного влияния землетрясений расположены густонаселенные города, требующие создания систем раннего оповещения населения от сейсмokatastroф, т.е. создания основ искусственного интеллекта в управлении снижением георисков сейсмического генезиса.

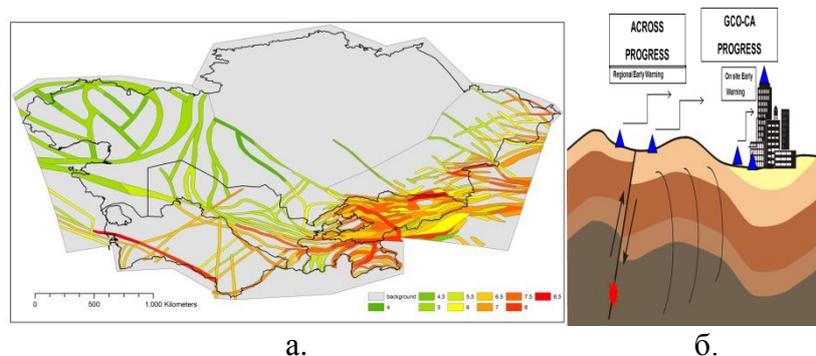


Рис. 1. а. ГИС карта сейсмического районирования, для создания систем раннего оповещения и внедрения основ искусственного интеллекта по новому научному направлению инженерная сейсмогеономия на примере Кыргызстана и стран Центральной Азии; б. Модель основ искусственного интеллекта описывающую региональную и локальную системы раннего оповещения жителей густонаселенных городов от землетрясений. Треугольники синие указывают места расположения акселерометров, а стрелки близ красного сейсмического очага подвижки по опасному разлому, стрелки над синими треугольниками передачу и прием сейсмических записей сильных движений.

В рамках инициативы Обсерватории Глобальных Изменений в Центральной Азии (GCO-CA – Global Change Observation Central Asia), Германский Центра Исследований Земли г. Потсдам, GFZ выполнил программы, имеющие основы искусственного интеллекта и нацеленные на снижение сейсмической опасности и риска на примере густонаселенных городов Бишкека, Каракола и Нарына Кыргызстана в Центральной Азии. Оценка сейсмической уязвимости, риска и опасности позволяет составить интегрированное представление об ожидаемых потерях, уронах и ущербах в регионе и является основой для подготовки к ЧС в сейсмостойком градостроительстве. Компоненты раннего оповещения от сильных землетрясений и быстрого реагирования нацелены для получения информации об ожидаемых разрушениях перед или сразу после воздействия сейсмических волн на конкретный объект, для работы спасательных групп. Системы раннего оповещения землетрясений могут быть в целом классифицированы как региональные (Рис.1-а), где сейсмическая/ акселерометрическая сеть, используемая для обнаружения первых вступлений сейсмических волн, расположена вблизи потенциальной очаговой зоны (зона разлома) или целевой зоны (Рис.1-б), если система установлена вблизи или в пределах целевой зоны, потенциальной для разрушений, оцениваемых по первым вступлениям Р-волн. С июня 2012 года установлена сеть, состоящая из 50 акселерометров SOSEWIN, в г. Бишкеке при сотрудничестве с ЦАИИЗ и институтом Международного Университета Инновационных Технологий. В специально отобранных репрезентативных зданиях (образуя в целом 5 кластеров) установлено 10 датчиков, с помощью которых происходит передача данных в режиме реального времени в ЦАИИЗ и GFZ. Цели работ включающих основы искусственного интеллекта включают следующее: - исследование динамики поведения зданий разной типологии при движениях грунта; сбор долгосрочных данных повреждений вместе с данными измерений движений грунта на местности, внесение данных для автоматической ГИС обработки и учета; предоставление данных в реальном времени для систем раннего оповещения и быстрого реагирования структур гражданской защиты при взаимодействии с жителями густонаселенных городов.

На рис. 2 представлена разработанная для повышения потенциала системы раннего оповещения от сейсмокатастроф и усиления роли искусственного интеллекта «Карта инженерной геономии и сейсмогеономии трансформирующая георисками от землетрясений, вергентных новейших и современных движений литосферу Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничных районов со странами Центральной Азии», которая составлена на основе интегрирования следующих тематических карт: 1. карты сейсмической опасности; 2. карты

региональных глубинных и соподчиненных разломов; 3. карты РОЗ – районов ожидаемых землетрясений; 5. карты вергентных неотектонических движений; 6. карты меридиональных секущих сейсмоактивных зон; 8. энергии рельефа водоразделов горных сооружений; 9. расположений месторождений углей, нефти и газа на территории Кыргызстана [1-3].

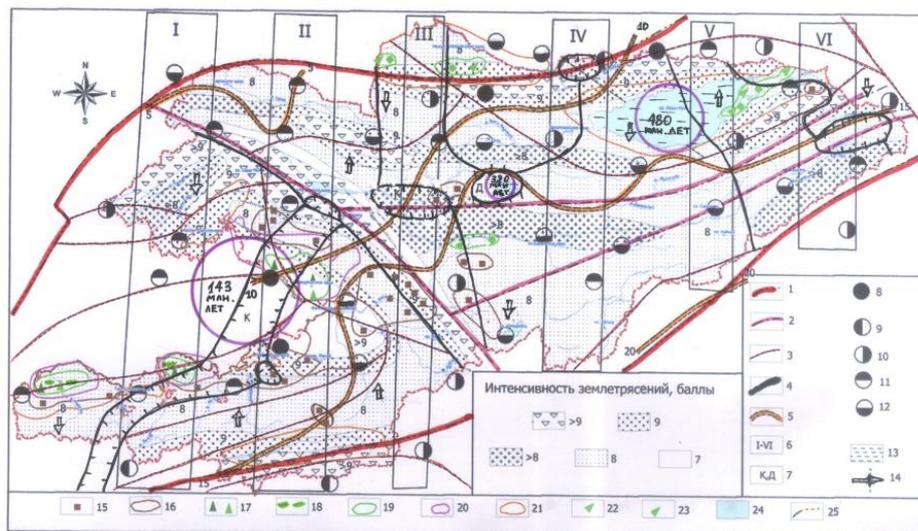


Рис. 2. Карта инженерной сейсмогеологии, трансформирующая георисками от землетрясений, вергентных новейших и современных движений литосферу Кыргызского Тянь-Шаня и трансграничные районы стран Центральной Азии (Усупаев Ш.Э. 2020 г.)

На рис. 2 условные обозначения показывают: 1 – границы Тянь-Шаньского орогена; 2 – региональные глубинные разломы; 3 – соподчиненные региональным, крупные разломы; 4 – границы смены вергентных (геоволновых) неотектонических движений горных масс; 5 – границы смены интенсивности современных движений; 6 – нумерация меридиональных секущих структур; 7 – вергентные направления неотектонических движений (К-конвергентная, Д-дивергентная, Ю – южно-моновергентная, С- северо-моновергентная); эпицентры РОЗ – районов ожидаемых землетрясений с различной интенсивностью: с классом энергетическим К больше 15, 8 – первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0, 65 по 0,75 для городов Бишкека и Оша; 9 – первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0, 65 по 0,75; 10 – второй категории опасности с вероятностью ожидания от 0, 55 по 0,65; с классом энергетическим К меньше 15 и больше 12, 11 – первой категории опасности с вероятностью ожидания от 0,60 по 0,70; 12 – второй категории опасности с вероятностью ожидания от 0,50 по 0,60; 13 – крупные сейсмо-индуцирующие крупные озера и водохранилища; 14 – направления движения вергентных неотектонических структур; 15 – участки расположения месторождений каменных и бурых углей; 16 – границы распространения угольных бассейнов; 17 – участки добычи газа (светло-зеленый цвет) и нефти (темно-зеленый); 18 – районы размещения месторождений нефти и газа; 19 – бассейны расположения месторождений нефти и газа (темно-зеленый цвет), выявленных признаков газа и нефти после бурения скважин (светло-зеленый); 20 – площади высоко-перспективные на поиск и разведку углеводородного сырья; 21 – площади перспективные на поиски и разведку углеводородного сырья; 22 – участки выявления по данным бурения следов газа; 23 – участки обнаружения при бурении скважин следов нефти; 24 – водоемы (вх-водохранилище Т - Токтогульское, оз.-озера Ч-Т Чатыр-Кель, С-К Сон-Кель, И – Иссык-Куль); 25 – границы Тянь-Шаньского орогена.

На рис. 3. представлена преобразованная в НИГ модель карта закономерностей латерального по-широтного распределения, типизации и прогнозирования георисков трансформирующей планетосферы Кыргызского Тянь-Шаня.

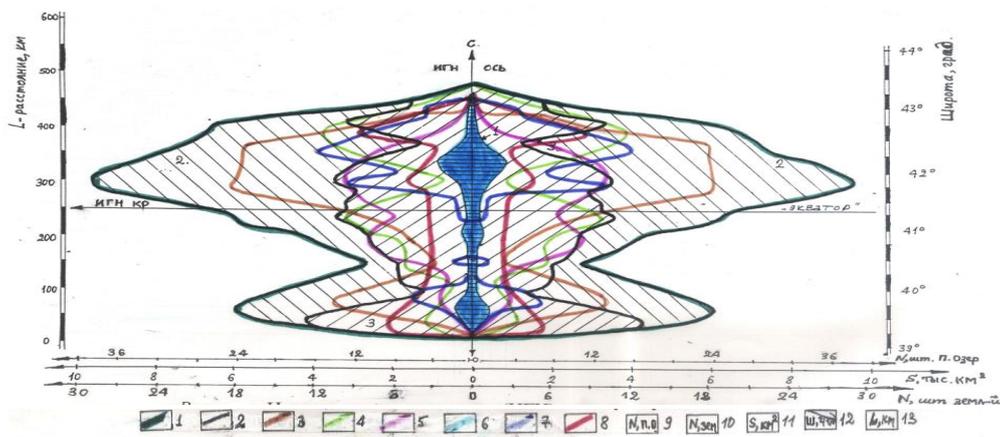


Рис. 3. НИГ модель закономерностей латерального по-широтного распределения, типизации и прогноза георисков, трансформирующих планетосферы Кыргызского Тянь-Шаня, где геонумы:

1 – территориальности; 2 – долинности; 3 – оргенности; 4 – впадинности; 5 – многолетней мерзлотности; 6 – оледененности; 7 – количества прорыво-опасных горных озер; 8 – зон сильных землетрясений; 9 – числа прорыво-опасных горных озер; 10 – числа сильных землетрясений; 11 – площади распространения георисков; 12 – широта; 13 – расстояние в км (Усупаев Ш.Э., 2020 г.)

Мегаполис – г. Бишкек, столица Кыргызской Республики, расположен на молодых четвертичных по возрасту отложениях с мощностью до 200-400 м., состоящих из ритмично переслаивающихся между собой лессовых и грубообломочных материалов. По статистике, в Северо-Тянь-Шаньской сейсмоопасной зоне, где расположен г. Бишкек, происходит одно землетрясение с магнитудой $M=6,5$ в среднем за 25 лет, с $M=6,5-7$ за 70-80 лет, $M>7,1$ за 200-500 лет, с $M>8$ за 700-1000 лет. Опасной для г. Бишкека является Северо-Тянь-Шаньская сейсмозона, способная генерировать в своих пределах сильные землетрясения с магнитудой $M>6$. С 2009 года Глав-архитектура г. Бишкека и строительные организации приступили к заложению фундамента зданий 37-этажности, что создало значительные нагрузки на грунт. Сейсмические зондирования микросейсм проведены с использованием новейшей аппаратуры станций Mark 1Hz + EDL, сенсоры Mark L4C-3D, Lennartz LE3D-5s, дигитайзеры EarthData Recorder PR6-24 и GPS антенны для записей естественных шумов землетрясений методом не активной сейсмоки. Микросейсм (сейсмические шумы), многокомпонентные явления, среднечастотного диапазона 0,5–20 Гц представляют собой сложный композит из волн разной природы и генезиса с помощью которых составляются карты сайт-эффектов, необходимых для сейсмостойкого строительства, а также создания системы раннего оповещения в целях снижения георисков в густонаселенных пунктах [1-4].

Грунты, предрасположенные к разжижению, были идентифицированы как нерасчлененные (голоценовые-плейстоценовые) водоносные песчаники и супеси мощностью от двух до десяти метров, сложена верхняя часть грунтового разреза, характеризующегося очень низкими V_s скоростями поперечных волн 150-200 м / сек (тип грунта IV, V *СНУП 2.01.03.-93 КР*). Резонансная частота в южной части города вблизи Кыргызского хребта в диапазоне от 0.28 до 1 Гц. В центральной части города отображена низкая резонансная частота между 0.1 и 0.2 Гц, в то время, как в северной части города в сторону Чу-Илийских гор отображены резонансные частоты между 0.2 и 0.3 Гц. Частотный диапазон инженерного интереса охватывает 0,1-20 Гц. Частоты больше, чем 1 Гц возникают в тонких слоях рыхлых осадочных пород и соответствуют собственной частоте двух- и трехэтажных зданий, расширяя диапазон до 4-11 Гц, со средним значением 7,7 Гц. В то время как частоты ниже 1 Гц, усиливаются мощными осадочными толщами более 100 м, и представляют собой реакции зданий с высотой более 10 этажей. Фундаментальная частота

грунта уменьшается от 0,3 Гц (собственный период колебаний $T=3.3$ сек) на севере, до $\sim 0,1$ Гц ($T=10$ сек) в центральной части города и вновь возрастает до 0,3 Гц в зоне Иссyk-Атинского разлома. На карте показано, что фундаментальные частоты грунта в Бишкеке находятся в диапазоне 0,1-0,3 Гц (собственный период колебаний 3-10 сек), что указывает на возможность возникновения длинно-периодного движения грунта в мощном осадочном чехле Чуйской впадины. На картах СМР территория г. Бишкека делится на три зоны. 1. Восьми-балльная сейсмическая зона, в южной части города расположена в полосе предгорного шлейфа слившихся конусов выносов рек Аламедин и Ала-Арча. Мощность толщ галечникового состава более 100 м., несущая способность грунтов 6 кг/см^2 . Глубина залегания уровня грунтовых вод более 10 м., в северной части и, превышает 100 м., в южной части выделенной зоны. 2. Девяти-балльная сейсмозона охватывает центральную часть города и периферийную часть предгорного шлейфа из слившихся конусов выноса рек Аламедин и Ала – Арча. Территория сложена гравийно-галечниковыми отложениями, с прослоями суглинков и перекрыта мощностью от 2,0 до 5,0 м. и более, слоем суглинков. Грунтовые воды залегают на глубине от 3,0 до 10 м. 3. Более 9-балльная сейсмозона, где не рекомендуется капитальное строительство, есть зона с проявлением эффекта приращения сейсмических баллов превышающих 9 баллов. Мощность суглинков изменяется от 5,0 до 10,0 м., а галечника от 5,0 до 7,0 м. Допускаемые нагрузки на суглинистые грунты составляют от 1,5 до 2,5 кг/см^2 . Грунтовые воды залегают на глубине менее 3,0 м. На территории г. Бишкек и его агломераций находящихся в различных сейсмических, тектонических, геофизических, гидрогеологических, инженерно-геологических и грунтовых условиях проведены по методу Накамура с помощью 3-ех площадных и мобильные точечные измерения сейсмических шумов на 230 пунктах. На Рис.4 представлена “Карта сайт-эффектов в качестве новой цифровой с основами искусственного интеллекта как информации для сейсмического микрорайонирования в целях планирования и сейсмостойкого строительства г. Бишкека до 2025 г.».

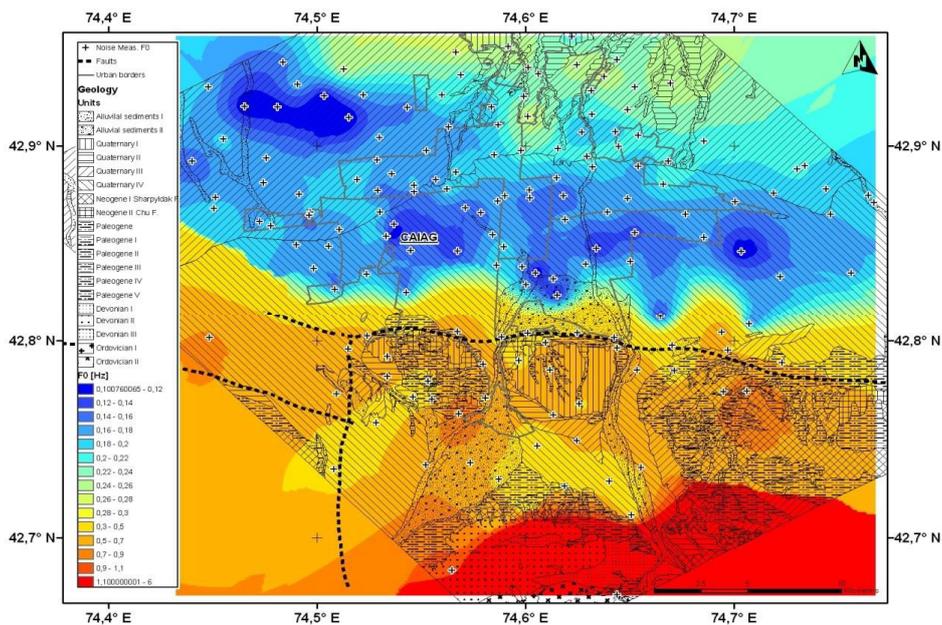


Рис. 4. Карта сайт-эффектов в качестве новой цифровой с основами искусственного интеллекта дополнительной информации для сейсмического микрорайонирования в целях планирования и сейсмостойкого строительства г. Бишкека до 2025 г.

Геофизическими измерениями впервые установлена ширина разлома, варьирующая от первых десятков метров до 400 м. Это требует пересмотра ширины влияния активного разлома предусмотренных в СНиП для оценки рисков в данной зоне. Методом не активной сейсмики в 2015 г. проведены 30 измерений сейсмических шумов по 4 профилям в крест

простирается Иссык-Атинского разлома, и ширина Иссык-Атинского разлома в районе с. Орто-Сай соответственно составляют по профилям: 240 м. (от I-A 14 до I-A 15), в районе с. Нижний-Орок 368 м. (от I-A 23 до I-A 22), в районе с. Нижний-Орок 368 м. (от I-A 23 до I-A 22) и в районе с. Кок-Джар составляет: 42 м. (I-A 27).

На четырех высотных уровнях здания ЦАИИЗ установлены были с 2012 г. 4-сейсмических датчиков (акселерометры), для оценки сейсмо-устойчивости здания. К наиболее сейсмостойким и устойчивым отнесены специалистами КыргызНИИН строительства и «Международного университета инновационных технологий» 1-2-этажные застройки советского времени. Подвержены опасности и уязвимости беспорядочно застраиваемые новые высокоэтажные здания в г. Бишкеке. Поведения здания к воздействиям сейсмических волн определяли инструментально на выбранных типовых 6 зданиях г. Бишкеке, где на разных этажах были установлены 45 датчиков Sosewin, оснащенных беспроводной системой связи. SOSEWIN, это само-организующая информационная сейсмическая сеть раннего оповещения, где каждый элемент этой сети является узлом SOSEWIN. В соответствии с принятой программой CREST, классификация уязвимости города Бишкека представлена в виде шести-классовой системы уязвимости от А до F в соответствии с Европейской Макросейсмической Шкалой EMS-98. К классу А относятся здания наибольшей чувствительности разрушений, а к F – наименьшей чувствительности. По типологии и конструкции существующих зданий по г. Бишкеку, классификация уязвимости составляет соответственно [12%, 33%, 16%, 27%, 11%, 1%] для классов от А до F. В 2005 году в Бишкеке насчитывалось около 77150 зданий. Официально зарегистрированное число жителей составило 849200 человек по данным офиса координации гуманитарных дел (<http://ochaonline.un.org/>) (Рис.5-а). СКР составит 5,9 для уровней интенсивности землетрясений от 6,8 до 7,5 баллов и увеличится до 17,6 при интенсивности сейсмичности от 7,8 до 8,5 баллов, а также возрастает до 36,5 при интенсивности землетрясений равной 9 баллам. В созданной модели уязвимости СКР равен 36,5, при общем количестве зданий равно 77148 шт., а жителей г. Бишкека до 849204 чел., расчетное число поврежденных и разрушенных зданий составляет соответственно 48410 шт. и 22219 шт., 93447 чел. пострадавших и 16624 потери. Карты сайт эффектов на основе использования инновационных технологий и ГИС обработки данных были составлены также для города Каракол (Рис. 5-б) [1-4].

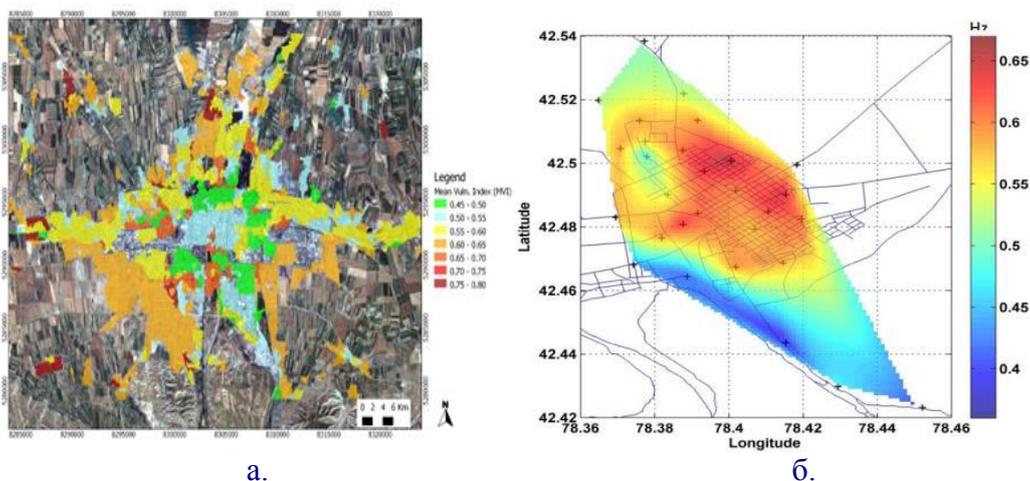


Рис. 5. а. Карта пространственного распределения сейсмической уязвимости для г. Бишкека; б. Карта резонансной частоты для г. Каракол, определенной на основе Н/V спектральных коэффициентов сейсмических шумов [1-4].

На Рис. 5-б отображены результаты анализа для различных участков г. Каракол, расположенного 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 дают скорость распространения поперечных волн со значением 300 м/с вблизи поверхности. О составлена впервые карта резонансной частоты для г.Каракол, полученная в ходе анализа сейсмических шумов. Наблюдается наличие очень низкой резонансной частоты. В южной части отображена частота около 0.4 Гц с ростом до 0.67 Гц вблизи центра г. Каракол [1-4].

На территории (Рис .6) г. Нарына были в 2014 г. установлены 16 современных сейсмостанций и их записи в течение четырех месяцев. Также проведены часовые одновременные измерения 16 сейсмостанциями в трех полигонах зондирования (Стадион, Аэропорт, Кампус Университета фонда Ага Хана). Мобильными сейсмостанциями осуществлены были 134 точечных измерения микросейсм (по 35-40 минут).

На основе обработки записей по 194 вышеуказанным инструментальным пунктам измерений впервые составлена карта сайт-эффектов для территории г. Нарына (Рис.6).

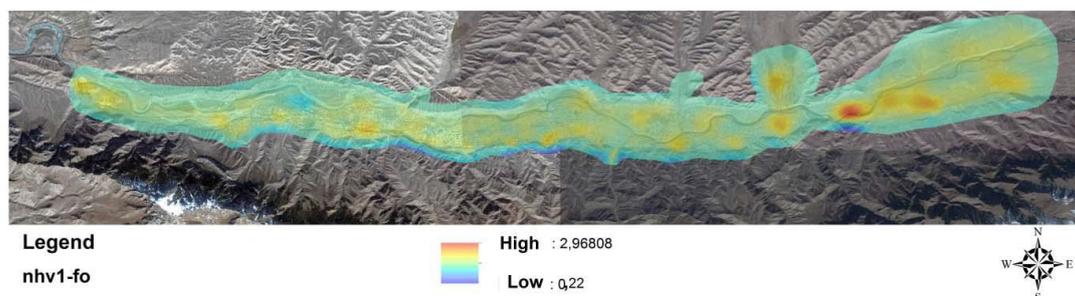


Рис. 6. Карта интегрированных сайт-эффектов по трем видам сейсмических измерений, проведенных на территории города Нарын и его агломераций [1-4]

Из карты видно, что на исследуемой территории частоты колебания частиц грунтов варьируют от 0, 15 до 2,97 Гц. До 70% площади территории города характеризуются средними значениями частот колебания частиц грунта 1,55 Гц, вариации которой показаны на карте сайт-эффектов цветами желтого тона. Наиболее высокие значения колебаний частиц грунтов на карте показаны цветами коричневого тона. Таким образом, для трех разных городских агломераций проведены инструментальные работы оценки величин сайт-эффекта единым комплексом методов, которые согласуются достаточно хорошо с результатами других методов метод определения Н/В отношения Накамуры.

Выводы:

1. Внедрены основы искусственного интеллекта в виде первых сетей раннего оповещения населения от сильных землетрясений, а также цифровых карт сайт-эффектов для густонаселенных городов Бишкек, Каракол и Нарын для сейсмостойкого строительства.
2. В концепции «Катастрофопедения» – на примере карт инженерной сейсмогеомии территории Кыргызстана и густонаселенных городов повышен потенциал принимаемых решений с учетом возможностей искусственного интеллекта.

Литература

- 1 Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Айталиев А.М., Айдаралиев Б.Р., Сарногоев А.К., Ажыбаев Т.А. О концепции “Катастрофопедение Кыргызской Республики”. Материалы международной научно-практической конференции “Совершенствование прогнозирования и управления стихийными бедствиями”, посвященной десятилетию кафедры “Защита в чрезвычайных ситуациях” и Учебного, научно-технического центра”, “Развитие гражданской защиты” КРСУ и МЧС КР 16 мая 2016 г. Бишкек. 2016, С. 89-93.
- 2 Усупаев Ш.Э., Мамыров Э.О. Сейсмогеомия новый путь развития наук о прогнозе землетрясений. Материалы Международной научно-практической конференции посвященной 25-летию Кыргызско-Российского Славянского университета имени Б.

Ельцина и Дню Науки. Снижение рисков стихийных бедствий. Сендайская рамочная программа по снижению риска бедствий на 2015-2030 гг. Бишкек, 2018 С. 122 – 126.

3 Усупаев Ш.Э. Инженерная геонимия мобильной индустрии сейсмостойкого строительства. Труды 2-ой Международной научно-практической конференции по сейсмостойкому строительству. Вестник международной ассоциации экспертов по сейсмостойкому строительству. Бишкек, 2018 №1/2018 (2), С. 159 – 162.

4 Shahid Ullah, Stefano Parolai, Massimiliano Pittore. A Report on Site Effects Studies in Kyrgyzstan, (Scientific Technical Report; 16/02), Potsdam: GFZ German Research Center for Geosciences. DOI: <http://doi.org/10.2312/GFZ.b103-1602en>

УДК. 550.347.2:550.394.2:628.112.2

ФАКТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ В ВОЛНОАКТИВНОЙ СРЕДЕ СИСТЕМЫ ПЛАСТ-СКВАЖИНА

Цымбалов А.А.

ООО ГК «Архимед», г. Саратов, Россия

Введение. К началу 70-х годов XX века накопилось достаточное количество фактов, в которых имелась корреляция между волновыми воздействиями вызванными землетрясениями и гидрогеологическими вариациями в скважинах. Отдельными исследованиями [1-5] показано, что флюидодинамика от возникновения упругой волны при извержении энергии природного источника из земной коры влияет на изменение напряженно-деформационного состояния отдаленных водонасыщенных пород. Такое волновое воздействие создавало локально в околоскважинной зоне макро- и микротрещины, дилатансию, активизацию миграции флюида из застойных участков пласта, избыточное давление в поровых каналах [6]. Результатом этого физического процесса являлось изменение гидродинамических параметров скважин: статического уровня, давления пласта, дебита источника.

Явления глобального распространенных быстропротекающих пульсационных изменений в гидрогеосфере, обусловленные способностью последней реагировать на изменения напряженно-деформационного состояния литосферы получило название гидрогеологического эффекта (ГГЭ) Вартадяна-Куликова (Научное открытие СССР №273, 1982).

Под волноактивным полем в данной работе будем понимать энергетическое воздействие упругой волны, созданное природным источником в земной коре, интенсивность которого диссипатировалась с увеличением радиуса действия. Акустическое поле рассматриваемых частот упругих колебаний имеют диапазон (0-100) Гц.

Проявлением гидрогеологического эффекта в системе пласт-скважина в рассматриваемых нами событиях будем считать условия изменения давления в околоскважинной зоне, статического уровня воды в скважине, химического состава воды и дебита скважины.

Объектом исследования данной работы являются факты гидрогеологических эффектов в виде флюидодинамических процессов, образующихся вокруг околоскважинной среды водозаборных скважин от волновых осцилляций землетрясений. Предметом исследований является фильтрационно-коллекторная зона водонасыщенных пород околоскважинной среды водозаборных скважин (система пласт-скважина).

Целью работы является выявление и анализ фактов гидрогеологических эффектов от удаленных землетрясений.

Материалы наблюдений гидрогеологических эффектов в системе пласт-скважина от сейсмических волн.

Проведем анализ фактов землетрясений, в результате которых имела реакция водоносного пласта, позволившего осуществить ГГЭ. Выборка исследуемых событий (таблица):

1. Лиссабонское ЗМ (Португалия), 01.10.1755г., М=8,5.

Фрагмент события [7]:

В г.Теплице (ЕС, Чехия) на расстоянии 2 200 км от эпицентра землетрясения из целебного источника стал бить грязевой фонтан.

2. ЗМ Кавминводы (Россия), 1822г., 1823г., 1827г., 1830г., 1839г., М=4,0-5,2.

Фрагмент события [7]:

Александровский источник в г. Пятигорске резко сократил дебит. Вода кратковременно исчезала, т.е. наблюдался пульсирующий дебит.

3. Ахалкалакское ЗМ (Россия), 1899 г., М=5,6.

Фрагмент события [7]:

На источнике №1 в Боржоми наблюдалась активная пульсация воды в течение 40-45 минут с выделением газа. Визуальное ощущение создавалось, что вода источника «кипит». Пульсации воды после каждого толчка происходили в интервале (7-10) минут с резким ростом дебита источника.

4. ЗМ Кавминводы (Россия), 1921 г., М=5,6.

Фрагмент события [7]:

В г.Пятигорске вода на Александровском источнике приобрела черный цвет. На источнике Нарзан в г.Кисловодске вода имела красно-бурый цвет. Дебит источников увеличился в 2 раза.

5. Аляскинское ЗМ (США), 27.03.1964 г., М=8,4

Фрагмент события [8]:

По 206 наблюдательным скважинам из 711 отмечался режим изменения уровня подземных вод. В 127 скважинах уровень воды снижился, а в 79 скважинах уровень воды повысился.

6. Ташкентское ЗМ (Узбекистан), 26.04.1966 г., М=5,2.

Фрагмент события [7]:

За продолжительный период времени (1957-1966 гг.) в скважинах ташкентской термоминеральной воде имело место изменение инертного газа радона (период полураспада 3,82 сут).

7. Дагестанское ЗМ (Россия), 14.05.1970 г., М=6,7.

Фрагмент события [7]:

Водный источник в п. Рычал-Су, расположенный на расстоянии 100 км от эпицентра землетрясения резко увеличил дебит. В п. Гаша (100км от эпицентра землетрясения) за три дня до землетрясения резко снизился дебит в скважине.

8. Газлийское ЗМ (Узбекистан), 08.04.1976 г., М=7; 17.05.1976г., М=7,8.

Фрагмент события [7]:

Скважина, пробуренная в Кызылкумской долине (200 км от эпицентра землетрясения) за сутки до землетрясения, оказалась полностью обезвожена, т.е. имела нулевой дебит. После толчка вода в скважине появилась через 26 часов. Далее через 24 часа уровень воды достиг первоначального положения с исходным дебитом.

9. ЗМ Кавминводы (Россия), 01.03.1978 г., М=4,8.

Фрагмент события [7]:

Зафиксированы следующие наблюдения:

а) на Лермонтовском источнике (г. Пятигорск) дебит снизился на $110 \text{ м}^3/\text{сут}$ с $340 \text{ м}^3/\text{сут}$ до $230 \text{ м}^3/\text{сут}$;

б) на Кабардинском источнике (г. Пятигорск) ситуация повторилась: дебит снизился на $47 \text{ м}^3/\text{сут}$ с $150 \text{ м}^3/\text{сут}$ до $103 \text{ м}^3/\text{сут}$ (вода в источнике почернела);

в) на источнике Нарзан (г. Кисловодск) 2,5 суток вода выходила мутной;

г) на источнике №18 (г. Железноводск) полностью прекратился самоизлив воды (дебит восстановился через 18 суток).

10. Алайское ЗМ (Кыргызстан), 01.11.1978 г., М=6,8.

Фрагмент события [7]:

В г. Андижане на расстоянии 160 км от эпицентра землетрясения на одной скважине прекратился выход воды, в других скважинах изменился химический состав воды. В г.Ходжабаде (180 км от эпицентра землетрясения) в скважине за пять дней до землетрясения прекратилось поступление воды из пласта. Работоспособность скважины восстановилась после землетрясения.

Таблица. Выборка гидрогеологических эффектов от землетрясений (по Tsymbalov, 2016)

№ Факт п/п	Наименование землетрясения, месторасположение (дд. мм. гг.)	Результаты реакции скважин на волновое воздействие от землетрясений (положительные «+» /отрицательные «-»)
1.	Лиссабонское (Португалия); 01.10.1755 г., М=8,5	+
2.	Кавминводы (Россия); 1822 г.,1823 г.,1827 г., 1830 г., 1839 г., М=4,0-5,2	+
3.	Ахалкалакское (Россия); 1899 г., М=5,6	+
4.	Кавминводы (Россия); 1921 г., М=5,6	+
5.	Аляскинское (США); 27.03.1964 г., М=8,4	+/-
6.	Ташкентское (Узбекистан); 26.04.1966 г., М=5,2	+
7.	Дагестанское (Россия); 14.05.1970 г., М=6,7	+/-
8.	Газлийское (Узбекистан); 08.04.1976 г., М=7; 17.05.1976 г. М=7,8	+/-
9.	Кавминводы (Россия); 01.03.1978 г. М=4,8	+/-
10.	Алайское (Кыргызстан); 01.11.1978 г., М=6,8	+/-
11.	Назарбекское (Узбекистан); 11.12.1980 г., М=5,3	+
12.	Джиргатальское 26.10.1984 г. в пределах Гармского полигона площадью 10^4 км^2 (Таджикистан) М=6,4	+/-
13.	Кроноцкое (Камчатка, Россия); 05.12.1997 г., М=7.8	+/-
14.	Чуйское (Алтай, Россия); 27.10. 2003 г., 01.10.2003 г., 01.10.2003 г., М=7,3	-
15.	Суматра-Андаманское (Индонезия), 26.12.2004г.- 27.12.2004 г., М=9,2	+
16.	Олюторское (Камчатка, Россия);20.04.2006 г., М=7.6	+/-
17.	Култукское (Юг Байкала, Россия); 27.08.2008 г.- 30.08.2008 г. М=6,1	+
18.	Канское (Кыргызстан) 19.07.2011 г., М=6,1	+

11. Назарбекское ЗМ (Узбекистан), 11.12. 1980 г., М=5,3.

Фрагмент события [9]:

Скважина №7 (п.Узулбек) за год до сейсмического события имела изменения изотопного состава воды по водороду. В период землетрясения наблюдались изменения в содержании водорода, гелия, углекислого газа, углерода.

12. Джиргатальское ЗМ, 26.10.1984г. в пределах Гармского полигона площадью 10^4 км^2 (Таджикистан), М=6,4 .

Фрагмент события [7]:

На полигоне (ст. Хазар-Чашма, Гарм) проводились измерения:

а) уровня воды на глубине 20-60 м от дневной поверхности в скважинах глубиной до 400м;

б) деформации (сжатие-растяжение) сейсмогенного слоя земной коры тензором сейсмоструктурных деформаций (СТД).

После главного толчка через 13-20 суток деформация имела хаотичный характер, через 25-30 суток деформация стабилизировалась и стала соответствовать средним показаниям, через 50-60 суток значения деформации восстановились в первоначальное состояние.

Вода в скважинах имела разнонаправленные уровневые вариации.

13. Кроноцкое ЗМ (Камчатка, Россия), 05.12.1997 г., М=7,8.

Фрагмент события [7]:

В течение трех недель на скважине ЮЗ-5 предшествовало развитие деформации расширения водовмещающих верхнемеловых и неогеновых породах. После землетрясения в течение трех месяцев в скважине ЮЗ-5 с амплитудой ~1 м происходило понижение уровня воды и повышение уровня воды в скважине Е1 с амплитудой 30 см. Уровень воды в скважине ЮЗ-5 после достижения наиболее низкого положения (март 1998 г.), восстановился к прежнему положению в течение последующих двух лет. В районе сейсмостанции Кроноки (7 баллов на низком берегу р. Татьяна (5-9 декабря температура воздуха не поднималась выше – (15-6)° С) имело место просачивание подземных вод на поверхность земли.

14. Чуйское ЗМ (Алтай, Россия), 27.10. 2003г., 01.10.2003г., 01.10.2003г., М=7,3.

Фрагмент события [7]:

В с. Ортолык прекратился самоизлив скважины. В Чуйском артезианском бассейне колебания уровня вод неогенового и палеогеннеогенового отложений носили разнонаправленный характер. Пробы подземных вод после землетрясения показали наличие высокой цветности (62-117°), значительной мутности (4.3-72 мг/дм³) и низкой прозрачности (6-26 см).

15. Суматра-Андаманское ЗМ (Индонезия), 26.12.2004 г.-27.12.2004 г., М=9,2.

Фрагмент события [10]:

Данное землетрясение имело значительную величину интенсивности - М=9,2. Вода из скважины расположенной на расстоянии 3 200 км имела самоизлив на высоту более 60 метров. Спустя 48 часов после землетрясения высота подъема воды уменьшилась на 40 метров и составила 20 метров.

(Справка: за десятилетие число землетрясений с М=8,5-8,9 составляет N=3 с выделением за 10 лет общей энергией в количестве).

16. Олюторское (Камчатка, Россия), 20.04.2006 г., М=7,6.

Фрагмент события [7]:

В скважинах №1309 (понижение в течение четырех суток с амплитудой 10 см), №1306 (понижение в течение двух суток с амплитудой 1,3 см) и ЮЗ-5 (повышение уровня с амплитудой 1,3 см в течение первых часов). Обнаружены слабые вариации уровня воды в скважинах 1303 и 1311. В с.Таловка (120 км от эпицентра землетрясения) после землетрясения в водопроводную систему из водозаборных скважин длительное время поступала мутная вода.

17. Култукское ЗМ (Юг Байкала, Россия), 27.08.2008 г. – 30.08.2008 г., М=6,1.

Фрагмент события [7]:

В скважине глубиной Н=750 м в г. Иркутске было зафиксировано понижение, а затем резкое повышение концентраций гелия за несколько суток перед некоторыми толчками, хотя энергия подземных толчков была невысока.

18. Канское ЗМ (Кыргызстан), 19.07.2011г., М=6,1.

Фрагмент события [11]:

В приграничных районах Узбекистана с Кыргызстаном интенсивность землетрясения ощущалась на 0,5-1,0 балл выше. Наблюдалось увеличение уровня грунтовых вод. Это приводило к заболаченности отдельных участков дневной поверхности.

В проводимый анализ ГГЭ от событий землетрясений автором включены скважины (отечественные и зарубежные) [12], имевшие системные наблюдения за период 1981г. по 2004г. глубиной от 5 м и свыше 1 000 м в безнапорных и напорных пластах разной геологической структуры.

Особенности поведения данных скважин в ко- и постсейсмический период подчеркивают отклик пласта на воздействие колебаний и показывают динамику сейсмических осцилляций.

Фрагменты событий:

1. На скважине АIG-10 в Греции [10], расположенной на расстоянии 10 000 км от землетрясения с магнитудой М=7,8 после 5 минут колебаний уровня воды от сейсмических волн был зафиксирован скачок гидростатического давления, который составил $p=0,06$ МПа.

2. Скважина BV в Калифорнии США [13], имеющая следующие параметры: Н=30 м, водовмещающие породы – аллювий, напорный пласт в период наблюдений (1987-1995гг.) имела 8 зарегистрированных ко- и постсейсмических повышений уровня воды.

3. Скважина Dzahaі в Китае [12] (параметры: Н=112 м, водовмещающие породы – песчаник) имела 11 зафиксированных случаев повышений уровня воды в ко- и постсейсмический период.

4. Скважина SH-3 (Япония) [14] с характеристическими параметрами (Н=130 м, интервалы перфорации фильтровой зоны 119 м – 130 м, водовмещающие породы – выветрелый гранит, особенности – установлена в зоне влияния разлома) наблюдалась в период 1989-1997 гг. Зафиксированы 21 случай косейсмических изменений уровня воды из 45 крупных (удаленных) и средних (региональных) землетрясений.

5. Скважина Naibaga в Японии [15] имела следующие параметры: Н=170 м, интервалы перфорации фильтровой зоны 71 м – 154 м, водовмещающие породы – песчаник с пропластками аргиллита. В наблюдаемый период 1981-1997 гг. на ней зарегистрировано 28 косейсмических и постсейсмических понижений уровня воды.

6. Скважины SR-1, SP-1, OB, YN в Японии [16] (параметры: Н>1000 м, водовмещающие породы – коренные породы) в исследуемый период 1993-1994 гг. при 4-х землетрясениях имели ко-и постсейсмические вариации уровня воды.

7. Несколько скважин (Н≤5 м, водовмещающие породы – слабоконсолидированные породы, безнапорный пласт) на Аляске [17] с 2002 г. по 2004 г. от 3-х удаленных землетрясений ступенчато наращивали уровень воды.

Подтверждение фактов ГГЭ от землетрясений рассмотрено в работе [18]. Исследование осуществляется на протяжении ряда лет (1997- 2020 гг.) в КФ ФИЦ ЕГС РАН и ОАО Камчатгеология. Сотрудниками собирается материал наблюдений (наблюдательная сеть из 6-ти скважин в районе вулкана Корякский на Камчатке) экспериментально и теоретически доказывающий изменение уровня воды в скважинах, вызванных прохождением через коллекторную зону скважин сейсмических волн от ближайших и удаленных землетрясений.

Современные методы и аппаратное обеспечение позволяют в настоящее время устанавливать факты гидрогеологического отклика подземного коллектора (система пласт-

скважина) от сильно удаленных землетрясений даже в тех районах Земли, где сейсмоздействие маловероятно.

Наблюдения [19] выполненные в асейсмичном районе Восточно-Европейской платформы (ИДГ РАН ГФО «Михнево») показали, что в скважине имеется отклик на изменение уровня воды от удаленных землетрясений с магнитудой $M > 7$. Данное наблюдение, как фрагмент события, включено автором в анализ.

Заключение.

При анализе фактов ГГЭ участвовали зарегистрированные наблюдения событий землетрясений, которых к настоящему времени стало еще больше.

Из описанных фрагментов событий следует, что повторяемость ГГЭ не противоречат друг другу, несмотря на большую длину выделенного временного лага (1755-2011 гг.).

Наблюдения за скважинами в период землетрясений показали схожесть процессов реакций в системе пласт-скважина на волновое воздействие, поэтому в дальнейшем отдельные элементы выборки можно аналогизировать. Кроме того, указанные наблюдения позволяют признать ГГЭ как сопутствующее физическое явление, которое получено в результате созданного разряда энергии природным источником в земной коре.

Изложенные выше рассуждения дают основания полагать, что источник акустических волн, созданный искусственно, также может воспроизводить сопутствующие элементы в системе пласт-скважина, с помощью которых можно получать ГГЭ.

Во всех рассмотренных случаях имела реакция скважин на волновое воздействие от землетрясений. Однако косейсмические и постсейсмические вариации в них были разными. Их различие характеризовалось:

а) параметрами природного источника энергии (мощность в эпицентре, глубина очага землетрясения, частота и амплитуда волн и др.);

б) расстоянием между источником возбуждения и источником разгрузки остаточной энергии;

в) конструктивно-геологическими параметрами исследуемых скважин (толщина материала обсадных труб и фильтра, глубина скважин, интервалы фильтра, конструкция фильтра, толщина и геологический состав верхних слоев разреза, состав водовмещающих пород околоскважинной зоны, физико-механические свойства коллекторной зоны, степень закольматированности стенок фильтра и др.).

В заключении можно сделать вывод о том, что гидрогеологические эффекты в системе пласт-скважина от акустических волн удаленных землетрясений имеют место быть. Приведенные факты ГГЭ в данной работе подтверждают наличие данного природного явления, и его связь с волноактивным полем землетрясений. Поэтому ГГЭ отдаленных землетрясений есть реакция подземных вод, как высокочувствительного рабочего тела Земли, на пульсирующие осцилляции энергии земной коры.

Данный материал имеет прикладное значение и может быть использован:

а) в изучении прогнозирования землетрясений по гидрогеологическим вариациям в наблюдательных скважинах;

б) в смежных отраслях: для активизации добычи углеводородов, удаления кольматационного осадка в системе пласт-скважина.

Литература

- 1 Пиннекер Е.В. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой зоне / Е.В. Пиннекер, В.Г. Ясько, Б.О. Шкандрий // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 259-265.
- 2 Гриц Г.Н. Некоторые результаты наблюдений за режимом подземных вод на Камчатке в связи с поиском предвестников сильных землетрясений / Г.Н. Гриц, В.М. Сугробов, Ю.М. Хаткевич // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 62-71.
- 3 Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М.: Недра, 1973. 152 с.

- 4 Киссин И.Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М.: Наука, 1967. 136 с.
- 5 Вартамян Г.С. Гидрогеодеформационное поле Земли / Г.С Вартамян, Г.В. Куликов // Доклады АН СССР.1982.Т.262. Вып. 2. С.310-314.
- 6 Tsymbalov A.A. Role of seismohydrogeologic effects in solution of problems on borehole area dekolmatation: Aftereffekt. Part II // Seismological Conference (TASECO-2016). Tashkent: Muxammad poligraf, 2016.P.606-609.
- 7 Tsymbalov A.A. Role of seismohydrogeologic effects in solution of problems on borehole area dekolmatation: Predestruction and destruction. Part I // Seismological Conference (TASECO-2016). Tashkent: Muxammad poligraf, 2016.P.599-606.
- 8 Баранов В.Л. О некоторых эффектах вибрационного сейсмического воздействия на водонасыщенную среду. Сопоставление их с эффектами удаленных сильных землетрясений / В.Л. Баранов, А.О.Гринеvский, И.Г. Киссин [и др.] // Доклады АН СССР. 1987. Т.297. №1. С.52-56.
- 9 Юсупов Ш.С. Газохимический и изотопный состав подземных вод приташкентского артезианского бассейна в связи с сейсмичностью / Ш.С.Юсупов, Р.К. Умурзаков, М.М. Закиров [и др.] // Актуальные проблемы современной сейсмологии: сб. науч. тр. АН РУз , ИС АН РУз по материалам международной конференции, посвященной 50-летию Института сейсмологии АН РУз (14-16 октября 2016 г., г.Ташкент). Ташкент: ООО «Mukriddin Press», 2016. С.343-348.
- 10 Manga M., Wang C. – Y. Earthquake hydrology // Treatise on Geophysics. 2007. V.2. P. 293-320.
- 11 Камчыбеков М.П. Канское землетрясение 19 июля 2011 г., Кыргызстан / М.П. Камчыбеков, К.А. Егембердиев, Т.А Чаримов [и др.] // Актуальные проблемы современной сейсмологии: сб. науч. тр. АН РУз , ИС АН РУз по материалам международной конференции, посвященной 50-летию Института сейсмологии АН РУз (14-16 октября 2016 г., г.Ташкент). Ташкент: ООО «Mukriddin Press», 2016. С. 79-89.
- 12 Кочарян Г.Г. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания / Г.Г Кочарян, Е.А. Виноградов, Э.М. Горбунова [и др.] // Физика Земли. 2011. №12. С. 50-62.
- 13 Roeloffs E.A. Persistent water changes in a well near Park-field, California, due to local and distant earthquakes // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 869–889.
- 14 King C.-Y., Asuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H. Earthquake-related water_level changes at closely clustered wells in Tono, central Japan // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B6. P. 13073–13082.
- 15 Matsumoto N., Kitagawa G., Roeloffs E. A. Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, central Japan - I. Groundwater level changes revealed using state space decomposition of atmospheric pressure, rainfall and tidal responses // Geophys. J. Int. 2003. V. 155. P. 885–899.
- 16 Matsumoto N., Roeloffs E.A. Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, central Japan - II. Possible mechanism inferred from time varying hydraulic properties // Geophys. J. Int. 2003. 155. P. 899–913.
- 17 Sil S., Freymueller J.T. Well water level changes in Fairbanks, Alaska, due to the great Sumatra-Andaman earthquake // Earth Planets Space 58. 2006. P. 181–184.
- 18 Копылов Г.Н. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки: монография / Г.Н.Копылова, С.В. Болдина. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ООО «Камчатпресс», 2019.144 с.
- 19 Кочарян Г.Г. Изменение флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием сейсмических колебаний. Часть 1. Анализ результатов наблюдений / Г.Г Кочарян, Е.А. Виноградов, Э.М. Горбунова // Динамические процессы в геосферах: сб. науч. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. С. 70-79.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ СУЩЕСТВУЮЩЕЙ ЗАСТРОЙКИ Г. АЛМАТЫ

Шокбаров Е.М.

*КГУСТА им. Н. Исанова, Академик МАНЭБ, Управляющий директор по производству
АО «КазНИИСА», г. Алматы, Республика Казахстан*

Сейсмические районы Казахстана по площади занимают порядка 510 тыс. км², что составляет около 42,9% от общей площади территории республики. В районах повышенной сейсмической опасности расположены крупнейшие культурные и промышленные центры Республики Казахстан, такие города как Алматы, Тараз, Шымкент и Оскемен.

Город Алматы (Верный, Алма-Ата) основан в 1867 г. и в настоящее время является крупнейшим административным, экономическим и культурным центром Республики Казахстан. Город расположен севернее хребта Заилийский Алатау на территории конусов выноса рек Большая и Малая Алматинка и примыкающей к ним наклонной равнины. Алматинская сейсмогенерирующая зона граничит на юге с Заилийской, на юго-востоке с Северо-Кунгейской, на юго-западе с Кеминской, в которых и располагались очаги сильнейших землетрясений [1].

Территория города расположена в одном из наиболее сейсмоактивных регионов Центральной Азии. За последние 100 с небольшим лет здесь имели место три сильнейших землетрясения: Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г. и Кеминское 1911 г. Магнитуда (М) последнего из них была близка к 8,2 при интенсивности в эпицентре от 10 до 11 баллов. В г. Верном эти землетрясения сопровождалось разрушениями зданий и гибелью людей [2].

Самый крупный город республики – Алматы расположен в зоне возможных очагов возникновения землетрясений и отличается высокой плотностью населения. Территория Алматы включает в себя участки как достаточно благоприятные для строительства (по грунтовым условиям), так и расположенные в зонах возможного проявления разломов на земной поверхности, с крутизной склонов более 15%, сложенные рыхлыми водонасыщенными и просадочными грунтами. Согласно карте комплексного сейсмического микрорайонирования, территория г. Алматы разделена на зоны с различной интенсивностью прогнозируемых сейсмических воздействий: зона I – 8 баллов, зона II – 9 баллов, зона III – 10 баллов. Ежегодно в Казахстане происходит, в среднем, 15-20 землетрясений интенсивностью до 3-4 баллов [3].

В сейсмоопасных регионах Республики Казахстан и в г. Алматы в разное время проводились работы по экспертной оценке состояния существующей застройки.

Укрупненная экспертная оценка состояния существующей застройки в сейсмически опасных районах Казахстана, выполненная в 1990-х годах, показала, что, например, жилые здания общей площадью 16,5 млн. м² (19%) требовали сейсмоусиления; 10 млн. м² (12%) - подлежали сносу. Выборочное обследование жилых многоквартирных зданий города Алматы, выполненное в 2008 году в соответствии с Соглашением с ОУО «International Corporation» в рамках проводимого «Исследования по управлению рисками, связанными с сейсмическими бедствиями в городе Алматы, Республика Казахстан» показало, что не менее 30% существующих жилых многоквартирных домов являются не сейсмостойкими. Примерно такая же доля не сейсмостойких зданий, в группе объектов, относящихся к социальной сфере (школы, детсады, больницы).

Международный опыт показывает, что каждое разрушительное землетрясение приводит к изменению строительных норм в сторону ужесточения требований. В связи с наблюдаемым ужесточением требований норм перед исследователями и проектировщиками возникают проблемы, связанные с оценкой сейсмостойкости и сейсмобезопасности ранее возведенных объектов [4].

Согласно Дорожной карте 2016-2018 годов «Комплекс мер по повышению эффективности работы по обеспечению сейсмической безопасности Республики Казахстан» специалистами АО «КазНИИСА» была проведена научно-исследовательская работа Паспортизация зданий и сооружений существующей застройки г. Алматы.

Научная работа выполнялась в 2017-2018 годах и состояла из двух этапов. На первом этапе в 2017 году осуществлено обследование 7 027 объектов. Из них 6492 объектов жилищно-гражданского назначения и 535 социальные объекты (дошкольные учреждения, школы, больницы и поликлиники) в разрезе административных районов города Алматы.

В 2018 году было проведено обследование 3169 объектов жилищно-гражданского назначения г. Алматы, в том числе 1683 многоквартирных жилых домов, 1486 гражданских и общественных зданий (административные здания, торговые центры, спортивные сооружения, здания школьных и дошкольных учреждений, санаторно-курортные здания, здания отдыха и туризма, поликлиники).

Основной целью данной работы является:

создание условий для устойчивого функционирования основных объектов социальной инфраструктуры, систем жизнеобеспечения и жилищного фонда г. Алматы;

достижение приемлемого уровня сейсмической безопасности зданий и сооружений г. Алматы;

определение необходимости реализации первоочередных мероприятий по учету сейсмического риска, предупреждению социально-экономических потерь, для обеспечения безопасности и повышения качества жизни населения, устойчивого социально-экономического развития;

снижение возможного экономического, социального и экологического ущерба от сейсмических воздействий;

создание паспортов обследования на сейсмостойкость объектов недвижимости г. Алматы;

создание карт риска с привязкой материалов паспортизации обследованных объектов г. Алматы.

Для достижения поставленных цели Паспортизация объектов недвижимости г. Алматы включали следующие этапы работ:

визуальное обследование зданий г. Алматы в разрезе административных районов;

создание электронных паспортов объектов недвижимости в ГИС программе с привязкой объектов к местной системе координат г. Алматы;

выявление сейсмически уязвимых объектов, по отношению к которым должны быть в первую очередь разработаны меры по снижению сейсмического риска их дальнейшей эксплуатации до допустимого уровня;

выявление наиболее сейсмоопасных объектов, требующих первоочередного сноса или усиления;

разработка рекомендаций по дальнейшей эксплуатации, сейсмоусилению или сносу объекта;

оценка ожидаемой степени повреждения зданий и сооружений в зависимости от их конструктивных решений, износа и сейсмовооруженности при максимальных сейсмических воздействиях;

оценка экономического и социального ущерба от последствий возможных землетрясений, оценка экономических затрат на сейсмоусиление по показателям степени повреждений зданий при возможных расчетных землетрясениях.

По результатам выполненных в 2017-2018 годах работ по паспортизации объектов недвижимости г. Алматы было выявлено:

2107 г. – из общего числа обследованных зданий сейсмостойкими являются: школы – 190 из 323 (58,9%), детские сады – 129 из 246 (52,5%), больницы – 76 из 191 (39,8%), поликлиники – 69 из 89 (77,6%), многоквартирные жилые дома – 4147 из 6490 (62,5%). По

строительному объему (общей площади) сейсмостойкими являются здания 73,6% школ, 62,1% детских садов, 77,6% больниц, 91,5% поликлиник, 82,1% многоквартирных жилых домов.

2018 г. – сейсмостойкими являются: школы – 80 из 96 (83,4%), детские сады – 84 из 104 (80,8%), медицинские, оздоровительные учреждения – 267 из 365 (73,2%), прочие здания (многофункциональные, административные, торговые развлекательные центры, магазины, спортивные и пр.)-778 из 922 (84,4%), многоквартирные жилые дома – 1662 из 1683 (98,8%). По строительному объему (общей площади) сейсмостойкими являются здания 81,5% детских садов, 91,2% школ, прочих зданий (многофункциональные, административные, торговые развлекательные центры, магазины, спортивные и пр.), 99,6% многоквартирных жилых домов.

На основании результатов паспортизации были созданы электронные паспорта обследованных зданий с оценкой их сейсмической уязвимости.

Результаты паспортизации позволили выявить сейсмоопасные здания, назначить первоочередные объекты по их сейсмоусилению или сносу, определить объемы затрат на усиление сейсмоопасных зданий и сносу ветхого жилья [5].

Были внесены корректировки по очередности в бюджетные программы города по сносу ветхого жилья и сейсмоусилению зданий объектов образования и здравоохранения.

Дана экспертная оценка экономических затрат на сейсмоусиление, экономического ущерба и социальных потерь от последствий возможных землетрясений различной интенсивности.

По итогам паспортизации создана электронная база данных по сейсмической уязвимости зданий и сооружений г. Алматы, что позволит повысить надежность функционирования систем жизнеобеспечения, снизить ущерб наносимого зданиям и сооружениям и уменьшить потери населения от разрушительных землетрясений.

По итогам проделанных научно-исследовательских работ начата работа по созданию электронной карты сейсмического риска г. Алматы.

Литература

- 1 «Шкала оценки интенсивности землетрясений MSK-64 (К). Алматы, 2004.
- 2 Таубаев А.С. «Аналитическая записка о сейсмическом режиме территории города Алматы и сейсмостойкости его застройки», г. Алматы, 2008 г.
- 3 СП РК 2.03-30-2017* «Строительство в сейсмических зонах».
- 4 Уроки Луговского землетрясения 23 мая 2003 года в Казахстане. Программа Развития ООН в Казахстане, Алматы 2004.
- 5 Ашимбаев М.У., Тулеев Т.Д., Алдахов С.Д., Таубаев А.С., Шокбаров Е.М. «Рекомендации по проектированию, строительству и усилению жилых домов из местных строительных материалов (саман, шлакозоблоки) в сейсмических районах Казахстана» Алматы, 2008.

СЕКЦИЯ 5

ГЕОЭКОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

УДК 620.179.1; 624.138.4

СПОСОБЫ КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА ЗАКРЕПЛЕНИЯ ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ

Абрамова Т.Т.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Одной из особенностей современного развития геофизических методов является возможность их использования для исследования дисперсных грунтов, искусственно преобразованных различными способами. Для этого используются, в первую очередь, волновые методы: георадиолокация, сейсморазведка, сейсмоакустика, ультразвук. Отличительной особенностью применения этих методов является необходимость учета поверхностных волновых явлений, резонанса и наличие свободных поверхностей.

Ультразвуковые методы широко применяются при исследовании различных конструкций. Эти методы обладают высокой разрешающей способностью, позволяют оценивать деформационные и прочностные характеристики материалов. В 70-е годы прошлого столетия С.В. Аксеновым, Э.А. Бочко, В.С. Дубровиным, П.И. Логиновой, В.Н. Никитиным, В.С. Ямщиковым и др. были проведены работы по использованию ультразвука для изучения особенностей распространения продольных волн V_p в искусственно закрепленных песках в зависимости от их структуры и упругих свойств. В качестве объектов исследований был представлен широкий спектр вяжущих (цемент, зола уноса, силикат натрия, карбамидная смола, полиэтиленимин и др.) и грунтов (мелко- и среднезернистые пески, супеси тяжелые, суглинки). Получение закономерности изменения скорости распространения продольных волн дает возможность судить о механизме взаимодействия компонентов вяжущего с грунтом. Например, для песков, обработанных цементом, наиболее интенсивный рост скорости продольных волн (V_p) отмечается в первые сутки, а при использовании золы уноса происходит замедленное их нарастание [7]. Чем выше основность минералов, входящих в состав песков, закрепленных силикатом натрия, тем больше скорость V_p . Однако эта закономерность не сохраняется при закреплении песков карбамидными смолами [2, 3]. Скорость распространения продольных волн возрастает с уменьшением размеров минеральных зерен в образцах закрепленного песка. Это обусловлено тем, что повышение дисперсности песка приводит к увеличению внутренней энергии в образцах. Следует отметить, что при одном и том же составе образцов закрепленного грунта скорость V_p растет с увеличением содержания в системе отвердителя, и тем интенсивнее, чем его больше [2, 7]. Выявлено, что изменение V_p тесно связано с такими инженерно-геологическими характеристиками закрепленного грунта, как прочность, статический модуль упругости, открытая пористость и влажность.

Существенным ограничением вышеописанного метода является быстрое поглощение энергии ультразвуковых волн, что не позволяет просвечивать объекты на глубине более 1 м. В настоящее время для проверки качества грунтоцементного массива Малининым А.Г. и Малининым Д.А. [8] был усовершенствован этот способ при условии испытания грунтов через 3-4 недели после закрепления.

Использование электромагнитных методов (георадара) для данных целей неэффективно из-за большой глубины исследований (до 3 метров) вследствие большого затухания электромагнитных волн в глинистых грунтах, содержащих «связанную» воду, искажения сигнала в поверхностном слое земли. Следует также отметить неконтролируемую погрешность георадара при измерении расстояний на малых базах (10 – 30 м) за счет очень высокой скорости распространения электромагнитной волны (300000000 м/с).

Акустический метод использует длины волн от первых метров. При испытании грунтоцементных свай этим методом используются продольные волны, в которых преобладают продольные смещения частиц. В.В. Капустин, А.Ю. Хмельницкий [5] отмечают, что поверхностные акустические методы неприменимы для свай, изготавливаемых методом струйной цементации (из-за непостоянства скорости распространения продольной волны вдоль свай), свай, созданных по разрядно-импульсной технологии (из-за непостоянства сечения) и др., доступ к которым с поверхности закрыт. Для неразрушающего контроля подобных объектов могут использоваться методы, основанные на наблюдении в скважине, расположенной внутри объекта или рядом с ним во вмещающем грунте. Для проведения акустических наблюдений в массивах, искусственно закрепленных методом струйной цементации (Jet), могут быть использованы технологические скважины, пробуренные в ходе проведения струйной цементации, которые обсаживаются пластиковыми трубами сразу же после окончания изготовления свай. В зависимости от соотношения длины волны λ и диаметра скважины d выделяются два случая: длинноволновой ($\lambda/d \gg 1$) и коротковолновой ($\lambda/d < 1$). В связи с этим в акустических скважинных измерениях используются упругие волны двух диапазонов частот: звуковые (до 20 кГц) и ультразвуковые (> 20 кГц).

Эксперименты, проведенные различными строительными организациями Санкт-Петербурга для контроля состояния грунтоцементных массивов с помощью Jet цементации, показали преимущество сейсмоакустических скважинных методов [1]. Это обусловлено возможностью максимально приблизиться к объекту исследований и исключить потерю информации в поверхностном слое земли. Кроме этого, многочисленные исследования доказали существование зависимости между параметрами упругих волн, прочностными и упругими свойствами материалов. В предлагаемом методе измеряемыми параметрами являются: время распространения, амплитуда и спектр импульса упругих волн. Основной диагностический параметр – скорость продольной упругой волны V_p . Определение скорости V_p м/с производится по измеренным значениям расстояния L между точками возбуждения и приема и времени распространения упругой волны t по формуле $V_p=L/t$. Контроль прочности модуля деформации (упругости) грунтоцемента производится на основе градуировочных зависимостей «скорость упругой волны – прочность на одноосное сжатие» и «скорость упругой волны – модуль деформации (упругости)». Например, исследования по проверке результатов струйной цементации грунтов в районе площади Мужества (г. Санкт-Петербург) показали в 6 скважинах до глубины 20 м, что скорость упругой волны колеблется в пределах от 1000 до 2800 м/с (глубина 1 – 3 м) и 1575 – 3000 м/с (20 м).

Подробная методика этого способа описана в работе [1]. Этот метод использован при контроле упрочненных грунтов методом струйной цементации на большом количестве объектов в Санкт-Петербурге (Кольцевая автодорога, 2-я очередь Западного скоростного диаметра, район площади Мужества, здание 2-й сцены Мариинского театра, комплекс «Стокманн Невский», наклонные ходы станций метро «Адмиралтейская», «Спасская», «Звенигородская, «Обводной канал» и др.).

В работе [6] представлены результаты сейсмоакустических исследований скважин, включающие в себя 2 вида каротажей и межскважинные просвечивания с последующим топографическим обращением, что позволяет оценить в количественной мере степень однородности массива закрепленных грунтов и построить зависимости предела прочности на одноосное сжатие закрепленного грунта в заданном интервале глубин.

Сейсморазведочный метод поверхностных волн (СВ) был выбран для исследований закрепленного грунта по технологии Jet цементации в ходе строительства транспортной развязки Ленинградского и Волоколамского шоссе Москвы. Он основан на зависимости фазовой скорости поверхностных волн от частоты (глубина проникновения волны определяется частотой сигнала) и применяется для получения скоростных разрезов поперечных волн. Наиболее полно методика проведения геофизических работ представлена в работе В.В. Петриченко [9]. Работы по методике поверхностных волн на данном участке

позволили провести мониторинг изменений физико-механических свойств искусственно закрепленных грунтов. Были рассчитаны: 1) скоростные разрезы для поперечных волн; 2) модуль Юнга; 3) модуль деформации.

А.В. Черняков, О.В. Богомолова, В.В. Капустин и др. [11] считают, что для большей достоверности и полноты получаемой информации необходимо использовать комплекс методов, включающий: скважинную акустику, скважинную георадиолокацию, радиоволновое просвечивание, скважинную электротомографию, гамма-каротаж, радиоволновое профилирование скважины, индукционный каротаж. Особенностью данного комплекса является то, что при проведении работ могут быть использованы одни и те же наблюдательные скважины. Такие исследования позволяют на разных этапах проведения работ наблюдать динамику изменения удельного сопротивления по мере набора прочности грунтоцементного массива.

В настоящее время осуществлена разработка новых прогрессивных технологий малоглубинной геофизики с использованием метода радиолокационного зондирования (РЛЗ), легко реализуемых в полевых условиях. Съемка РЛЗ производится совместно с электропрофилированием — электротомографированием, что является необходимым элементом компенсирования и позволяет по полученным результатам выявить области повышенной электропроводимости [10].

Опыт изучения В.В. Капустиным [4] деформационных и прочностных свойств цементогрунтов и установленные экспериментальным путем корреляционные зависимости основаны, в основном, на регистрации продольных волн. Связь между пределом прочности и скоростью продольных волн является многофакторной, зависящей от типа цементируемых грунтов, влажности, содержания глинистых и пылеватых частиц и ряда других факторов. При использовании многоволнового подхода для установления корреляционной связи количество дополнительных факторов сокращается.

Таким образом, из вышесказанного следует, что:

- показатели интегральной скорости распространения продольных волн могут служить критерием для установления оптимальной дозировки вяжущего при укреплении грунтов;
- характер изменения скорости продольных волн во времени дает возможность установить продолжительность процесса упрочнения грунтов;
- связь между пределом прочности и скоростью продольных волн является многофакторной, зависящей от типа грунтов, их дисперсности, пористости, влажности и других факторов.

Литература

- 1 Архипов А.Г. Струйная цементация грунтов и контроль качества грунтоцементных массивов. <https://geodiagnosics.ru>
- 2 Бочко Э.А., Дубровин В.С. Геофизические методы контроля качества закрепления рыхлых грунтов. М.: Недра. 1976. 87 с.
- 3 Дубровин В.С., Лаухин Ю.А., Фатеев Н.Т. Изучение некоторых физико-механических свойств песков, закрепленных карбамидными смолами. Материалы VII Всесоюзного совещания по закреплению и уплотнению грунтов. Л.: Энергия. 1971. С. 345.
- 4 Капустин В.В. Разработка способов комплексных геофизических исследований грунтов, геотехнических и строительных конструкций. Дис. ... канд. физ.-мат. наук, М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2008. 195 с.
- 5 Капустин В.В., Хмельницкий А.Ю. Проблемы глубинной сейсморазведки и георадиолокации в составе инженерно-геологических изысканий: применение волновых методов для неразрушающего контроля фундаментальных конструкций: учебное пособие для студентов. М.: Университетская книга. 2013. 115 с.
- 6 Капустин В.В., Чуркин А.А., Лозовский И.Н., Кувалдин А.В. Возможности сейсмоакустических и ультразвуковых методов при контроле качества свайных фундаментов // Геотехника. 2018. №5-6. С.62-71.

7 Логинова П.И., Аксенов С.В. Исследование ультразвуковым методом кинетики структурообразования в грунтах, обработанных вяжущими материалами. Тезисы докладов на IX Всесоюзном научно-техническом совещании «Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве». М.: Стройиздат. 1978. С. 142-144.

8 Малинин А.Г., Малинин Д.А. Способ контроля сплошности ограждений из грунтоцементных свай вокруг глубоких котлованов // Жилищное строительство. 2013. №2. С. 21-24.

9 Петриченко В.В. Сейсморазведочные работы методом поверхностных волн в железобетонной штольне строящегося Алабяно-Балтийского тоннеля // Инженерные изыскания. 2011. № 8. С. 68-71.

10 Фоменко Н.Е., Капустин В.В., Гапонов Д.А., Фоменко Л.Н. Исследование техногенно-закрепленных грунтов основания фундаментов радиолокационным и сейсмическими методами в условиях длительно эксплуатируемого объекта культурного наследия // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2-18. Т.329. №8. С.16-29.

11 Черняков А.В., Богомолова О.В., Капустин В.В., Истратов В.А., Бобачев А.А. Применение комплексных геофизических и геотехнических методов для организации контроля качества «скрытых» работ и мониторинга при крупном городском строительстве // Геотехника. 2013. № 1. С. 4-21.

УДК 622.276+622.279+550.34

СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ В ОЦЕНКЕ ПОТЕНЦИАЛА ЗАПАСОВ ДЛИТЕЛЬНО РАЗРАБАТЫВАЕМЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ

Антонов К.В.

ФГБОУ ВО «Башкирский государственный университет», г. Уфа, Россия

В нефтедобыче, как в любой горнодобывающей отрасли, одной из главных проблем представляется полнота извлечения полезного ископаемого из недр. Наиболее остро эта проблема стоит у нефтяников, так как даже при использовании прогрессивных методов разработки, совершенной технике, технологии и методов добычи нефти определенная ее часть неизбежно остается в пласте. Даже в динамично разрабатываемых месторождениях в нерабочем состоянии находятся эксплуатационные (добывающие) нефтяные скважины и участки залежей по разным причинам не вовлеченные или частично вовлеченные в разработку которые могут быть возвращены в разряд действующих [1].

Известные решения удовлетворяют лишь в некоторой степени данные потребности, однако возможен поиск путей совершенствования информативности геофизических методов изучения залежей и оценки остаточных запасов, и за счет этого вовлечения их в разработку с интенсификацией добычи нефти. Особенно данная постановка вопроса имеет прямое отношение к проблеме участков, на которых осуществляется восстановление длительно неработавших законсервированных, аварийных и бездействующих по разным технико-технологическим причинам скважин, детальное зондирование и оценка участка расположения которых позволит вновь вовлечь их в разработку, получив дополнительную добычу и повысить показатель извлечения нефти из недр [2].

Предлагается метод сейсмического зондирования нефтенасыщенности недр, как возможный подход к решению определенных проблем вовлечения в разработку зон по разным причинам ограниченно или вообще не подверженных разработке (рис. 1).

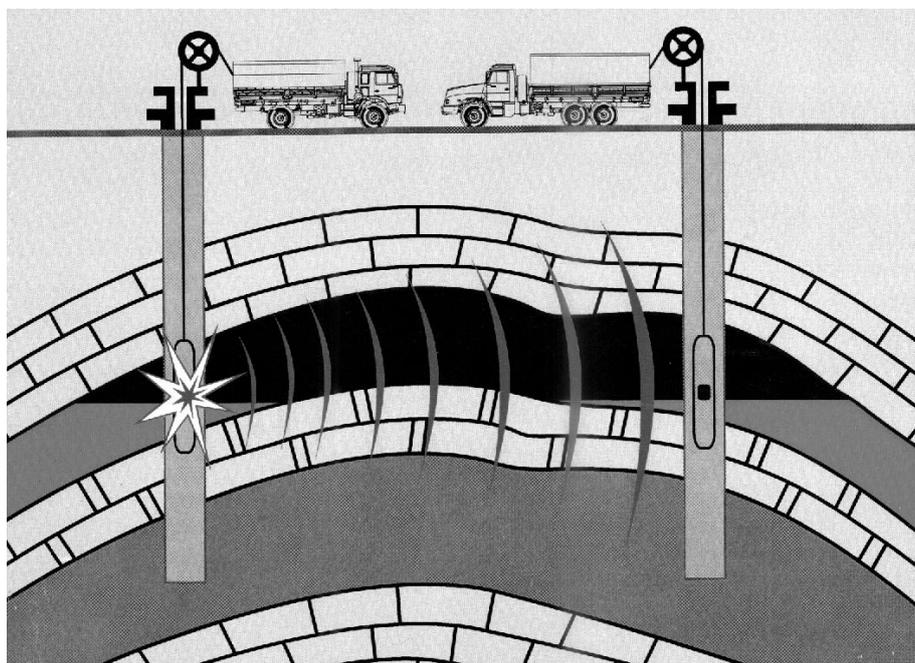


Рис. 1. Схема сейсмического зондирования флюидонасыщенной пористой среды

Методика зондирования заключается в инициировании пакета взрывных волн ступенчатой амплитуды в скважине возбуждения и регистрации скорости и времени прохождения волны в скважинах приема сигнала. По изменению скорости распространения волны в межскважинном пространстве в зависимости от амплитуды судят о наличии и составе флюида в порах либо о проницаемости пористой среды.

Указанные зависимости параметров скорости, ее амплитуды, проницаемости упругой среды и вязкости флюида основаны на исследовании и установлении эффекта фильтрационных перетоков жидкости на фронте волны в зависимости от ее амплитуды, проницаемости среды и вязкости флюида.

На основе проведенных исследований процессов гидродинамики вязкой жидкости в поровом пространстве, при динамическом (волновом) воздействии на насыщенную жидкостью пористую среду была установлена зависимость скорости распространения волны от величины ее амплитуды, соответствующее данному флюиду насыщения (рис. 2).

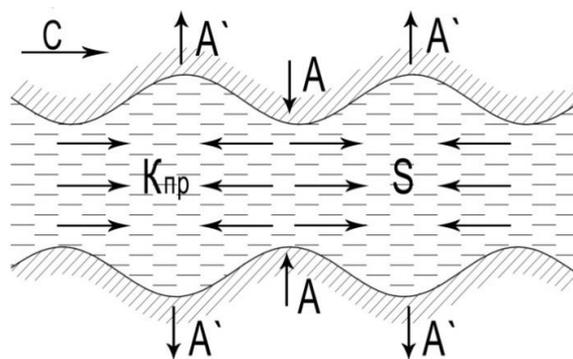


Рис. 2. Микроструктурная схема динамики упругой пористой среды, насыщенной жидкостью:

A – амплитуда волны; S – фильтрационные смещения жидкой фазы из области сжатия волны в область разрежения; $K_{пр}$ – проницаемость порового канала для данного флюида; C – скорость распространения упругой волны, как функция сжимаемости среды (изменение порового объема, обусловленное фильтрационными перетоками жидкости).

На рисунке 2 показана схема элементарного объема упругой пористой среды (в разрезе) при его волновом возмущении, в котором поровые границы совершают волновые колебания, образуя соответственно области сжатия и разряжения. Жидкая фаза заполняет поровое пространство и имеет возможность перетекать в динамике волны из области ее сжатия в области разряжения. Эти перетоки будут вносить вклад в общую деформацию всего объема, а значит в сжимаемость среды и соответственно в скорость распространения волны для данного заполняющего поры флюида.

Очевидно, что при отсутствии пор в данном объеме или при отсутствии флюида в порах или его малой вязкости (например, газ) описанный эффект не будет иметь место.

Таким образом, изменяя волновую нагрузку, величину волновых возмущений (амплитуду волны) получаем процесс инициирования фильтрационных перетоков на фронте волны, что определяет изменение сжимаемости среды, а значит изменения скорости распространения волны, свойственную данному флюиду [3, 4, 5]. Такой вывод взят за основу разработки процесса волнового зондирования насыщенной упругой среды для определения насыщающего ее флюида. Были проведены теоретические исследования количественных оценок процесса в конкретных горных породах, насыщенных водой, нефтью, а затем подтверждены результатами экспериментальных исследований на образцах кернов и в пластовых условиях (рис. 3).

На рисунке 3 представлены результаты экспериментальных исследований по распространению волн в кернах горных пород. Их задачей было установить проявление эффекта уменьшения скорости распространения волны при увеличении ее амплитуды, зависящее от проницаемости среды и вязкости жидкости.

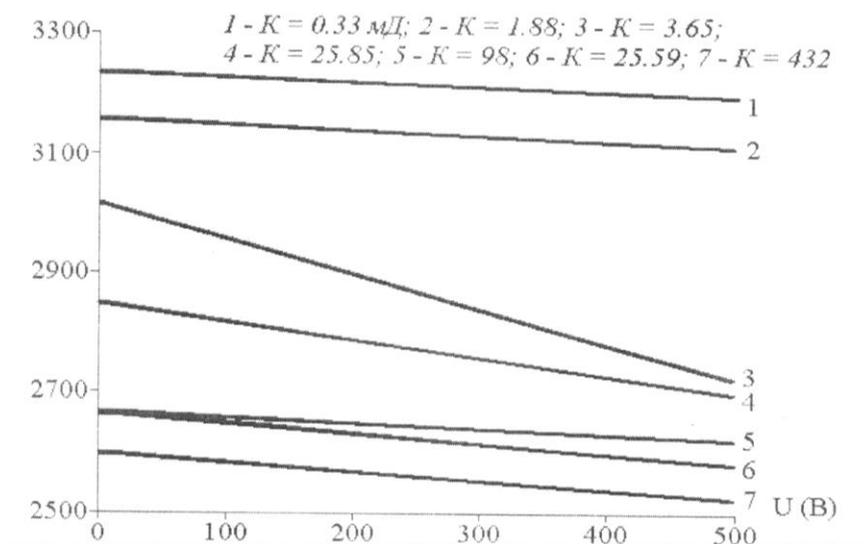


Рис. 3. Зависимости скорости распространения волны от ее амплитуды и литологии горных пород: над графиком указана проницаемость исследованных кернов горных пород (в миллидарси) соответствующая номеру образца и зависимости на графике.

Данная закономерность была подтверждена при лабораторных экспериментальных исследованиях по распространению акустических волн амплитудой от 20 В до 1000 В на установке ИФЕС-1 на 14 естественных отобранных из скважин образцах керна горных пород (песчаник, доломитизированный песчаник, доломит, известняк, ангидрит) и 8 искусственных образцов песчаника изготовленных из смеси кварцевого песка и тампонажного цемента. В качестве непроницаемых эталонов применялись образцы из органического стекла и стали.

Обобщение проведенных лабораторных исследований указывает на наличие эффекта снижения скорости распространения акустической продольной волны частотой 500 Гц при 10-кратном увеличении амплитуды до 2 % по величине.

При этом устойчивое проявление эффекта наблюдается до величины амплитуды в 500 В, после чего эффект отсутствует. Это объясняется тем, что при больших амплитудах должен проявляться обратный эффект увеличения скорости волны при увеличении амплитуды.

Аналогичные экспериментальные исследования взрывных волн были проведены на установке «Пласт» на искусственных флюидонасыщенных кернах.

Измерения времени распространения взрывных волн в искусственных образцах пород, охватывающих широкий диапазон фильтрационно-емкостных свойств, показали зависимость скорости продольных волн от амплитуды воздействия, осуществляемого путем подрыва заряда массой ~ 1 г.

Практически для всех образцов время распространения волн уменьшается при уменьшении амплитуды воздействия, хотя величина такого уменьшения для всех образцов различна, но общая тенденция неизменна. Исключение составляют лишь образцы, обладающие практически нулевой проницаемостью, или абсолютно непроницаемые. Для них имеет место обратная зависимость: время распространения взрывных волн увеличивается.

Такой результат является прямым подтверждением сделанного выше предположения относительно механизма динамического взаимодействия поровой жидкости и упругой пористой среды (скелета), указывающего на явления фильтрационных перетоков жидкости из областей сжатия волны в области разряжения, а также теоретических расчетов процесса и получения качественных зависимостей исследуемых параметров. Следствием этого является установление изменения сжимаемости среды, что приводит к явлению уменьшения скорости распространения волны при увеличении ее амплитуды, зависящее от проницаемости среды и вязкости жидкости.

Способ сейсмического зондирования нефтенасыщенности реализуется следующим образом:

- выбирается участок исследования предположительно с низкой выработанностью запасов нефти или сложным геологическим строением;
- на выбранном участке намечается скважина возбуждения исходя из наиболее вероятного нефтенасыщения по ограниченной площади залежи;
- выбирается начальная глубина зондирования. Инициирование сейсмического сигнала в скважине возбуждения и его прием в скважинах близлежащих выбирают на уровне наиболее вероятного пространственного положения глубины (интервала) нефтенасыщения;
- для определения вертикального размера залежи (мощность пласта) производят смещение уровня зондирования в скважинах по глубине выше и ниже начальной точки (примерно на пять метров), до установления наличия продукта в пласте;
- воздействие на исследуемую среду осуществляется путем ступенчатого изменения амплитуды сейсмических волн возбуждения и регистрации скорости распространения волны в скважинах ее приема.

Полученные зависимости изменения скорости распространения волны при изменении ее амплитуды (ступенчато) сравнивают с известными, ранее полученными на участках эксплуатируемых ранее скважин и на основе сравнения судят о наличии и характере флюида зондируемого участка.

Если данная серия зондирования положительна по площадным границам зондируемого участка, то в следующей серии производят переход к более удаленным скважинам регистрации волн и т.д. В более сложных случаях недостаточной мощности сигнала производят перевод размещения скважины возмущения в другую скважину в направлении ожидаемой нефтенасыщенности залежи.

Таким образом, по совокупным данным определяют объемные границы залежи углеводородов, как по глубине (мощности) пласта, так и по площади оконтуривания, то есть строится объемное 3D отображение о количестве в данной залежи углеводородов.

Опробование методики, проведено в паре промысловых обсаженных скважин на Александровской площади Туймазинского нефтяного месторождения с помощью серии взрывов ВВ с различной массой заряда (рис. 4).

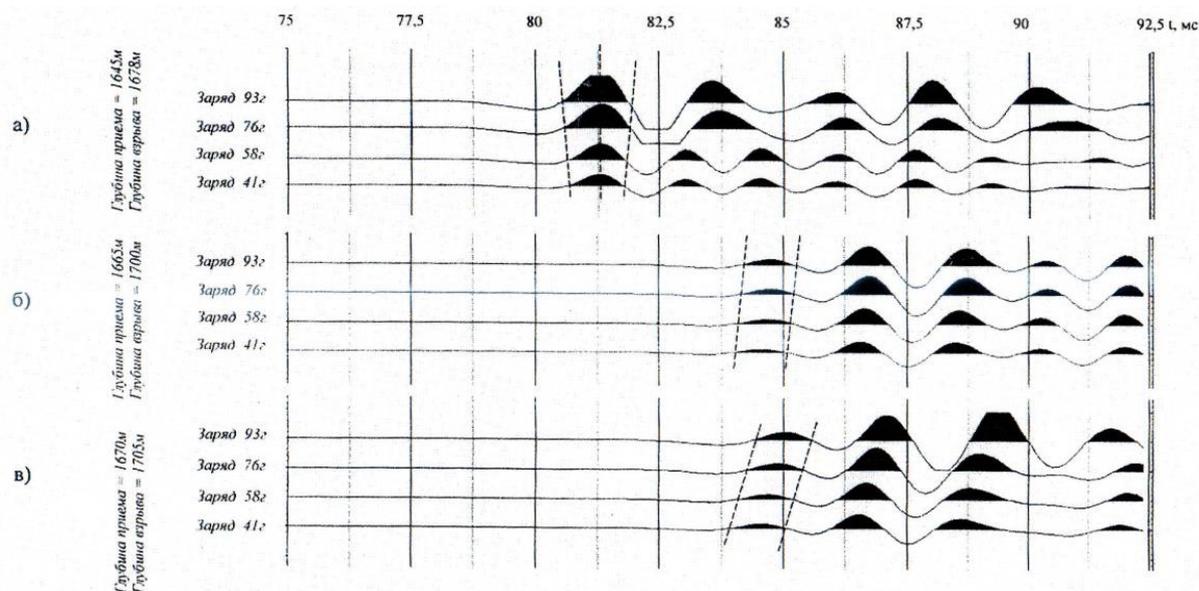


Рис. 4. Результаты межскважинного сеймопросвечивания пластов в скважинах 2446 и 2466 Александровской площади Туймазинского месторождения:

а) непроницаемого пласта аргиллита – известняка; б) нефтенасыщенного пласта песчаника над ВНК; в) водонасыщенного пласта песчаника под ВНК, (жирным выделены вторые полупериоды первых вступлений продольных волн).

Установлено, что приращение времени распространения продольных волн Δt_p или уменьшение ΔV_p при сеймопросвечивании действительно является функцией амплитуды воздействия на проницаемый пласт, параметром (показателем) которой является эффективная проницаемость, учитывающая характер насыщенности пласта. Для установления тарировочной зависимости $K_{пр} = f(\Delta t_p, \Delta A_p)$ на конкретной площади месторождения необходимо иметь два-три опорных пласта с известными по керну значениями коэффициентов проницаемости и нефтенасыщенности. При достигнутой инструментальной погрешности измерений времени Δt_p 0,025 % возможные ошибки определения эффективной проницаемости хороших коллекторов (0,42,0 мД) могут находиться в пределах 1÷5 %, а среднепроницаемых (менее 0,4 мД) – 5÷10 % [6, 7, 8].

Разработана, опробована и доказана методика сейсмического зондирования нефтенасыщенности, состоящая в ступенчатом по амплитуде воздействия взрывных волн и по изменению скорости распространения волны в межскважинном пространстве по материалам, которых судят о наличии и составе флюида при известной проницаемости среды, либо о проницаемости пористой среды при заданных свойствах флюида; последнее условие требует предварительной тарировки зондирования.

Использование предлагаемой методики сейсмического зондирования нефтенасыщенности позволит существенно повысить информативность геофизических исследований, оценить состояние разрабатываемого участка залежи в части полноты извлечения нефти и целесообразности принятия мер по дальнейшей рациональной разработке исследованного участка.

Литература

- 1 Минерально-сырьевая база топливно-энергетического комплекса России. Состояние и прогноз / Гл. редакторы В.З. Гарипов, Е.А. Козловский. – М., 2004. – 548 с.
- 2 Бандов В. П., Халилов В. Ш. Микроструктурные особенности распространения волн в насыщенной пористой среде // Акустический журнал. – 1992. – Т. 38. – № 6. – С. 975–983.

- 3 Халиков Г. А., Халилов В. Ш. Упругая деформация зернистой среды, насыщенной жидкостью // ПМТФ. – 1985. – № 5. – С. 129–134.
- 4 Патент № 2132560 РФ. Способ оценки проницаемости горных пород / В.Ш. Халилов, Р.Р. Гафуров, К.В. Антонов и др. – № 97104988, заявлено 24.03.97. Оpubл. 27.06.99. Бюл. № 18. – С. 436.
- 5 Патент № 2708676 Россия. Способ сейсмического зондирования нефтенасыщенности для разведки залежей углеводородов и оценки их объемов / В.Ш. Халилов, М.А. Азаматов, К.В. Антонов и др. - № 2018112614, заявлено 06.04.2018. Оpubл. 11.12.2019. – Бюл. № 35 (II ч.). – С.456-457.
- 6 Антонов К.В., Бандов В.П., Гафуров Р.Р. и др. Эффект фильтрационных перетоков на фронте упругой волны в насыщенной пористой среде / Международная геофизическая конференция и выставка. Санкт-Петербург'95. 10 – 13 июля 1995. Тезисы докладов. Том III. Сессия 7.014.
- 7 Халилов В.Ш., Гафуров Р.Р., Антонов К.В. и др. Скважинные исследования фильтрационных свойств горных пород / 300 лет горно-геологической службе России. Международная геофизическая конференция. Тезисы докладов. – Санкт-Петербург, 2-6 октября 2000 года. – Санкт-Петербург: ООО "Издательство Welcome". – 2000. – С. 406-408.
- 8 Халилов В.Ш., Антонов К.В., Ахметшин Н.М. и др. Сейсмическое зондирование нефтенасыщенности. Уфа: АН РБ, Гилем, 2012. – 116 с.

УДК 341:551.461(262.81)

О ФОРМИРОВАНИИ ПРИРОДОРЕСУРСНОГО ПРАВА В КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ

Атаджанов М.Г.

Институт Каспийского моря, г. Ашхабад, Туркменистан

Геополитические события конца XX века привели к тому, что на берегах моря появилось четыре новых государства – Туркменистан, Азербайджанская Республика, Республика Казахстан и Российская Федерация. Договоры 1921 и 1940 годов между РСФСР (СССР) и Персией (Ираном) регулировали вопросы рыболовства, судоходства и торговли. Акватория моря была разграничена только на рыболовные зоны шириной 10 морских миль, отмеряемых от берега [1]. Указанные Договоры не регулировали вопросы недропользования, транспортировки энергетических ресурсов, природоохранные вопросы. Боковые границы рыболовных зон между СССР и Ираном не были определены, а линия, соединяющая выходы сухопутной границы СССР на море (Эсенгулы-Астара), в отсутствие какого-либо международно-правового обоснования, охранялась советскими пограничниками как государственная граница. В то же время не было заключено соглашение между СССР и Ираном о морской границе, административного разграничения акватории и дна моря между союзными республиками также не было.

В начале 90-х годов XX века прикаспийские государства пришли к мнению о необходимости сотрудничества в определении правового статуса Каспийского моря, ключевыми элементами были признаны вопросы судоходства, использования биологических и минеральных ресурсов, экологии, определения суверенных прав и юрисдикции. В феврале 1992 года в Тегеране прошла I Сессия прибрежных государств, в Коммюнике по итогам которой, в частности, отмечалась необходимость многостороннего сотрудничества государств Каспийского моря «ввиду огромных ресурсов и существующих общих интересов народов этих стран» [1].

Освоение богатств моря – водных биологических ресурсов и углеводородного сырья, имеет для пяти прикаспийских государств большое значение, и для полноценного развития регионального сотрудничества в этой области возникла необходимость в соответствующей

юридической основе. Пять прикаспийских государств пришли к общему выводу о неприменимости Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. к Каспийскому морю, и в 1996 г. началась разработка Конвенции о правовом статусе Каспийского моря.

В ходе пятисторонних переговоров по Каспийской проблематике возник вопрос определения понятия «Каспийский регион», вследствие того, что воздействие на экосистемы Каспия не ограничивается контуром моря и его побережьем. И если в геополитическом контексте имеется в виду пять прикаспийских государств, то для решения задач охраны природы и природопользования необходимо принимать во внимание и акваторию моря, и сухопутную территорию пяти прикаспийских государств, находящуюся под воздействием моря, в свою очередь, влияющую на море. В Конвенции о правовом статусе Каспийского моря встречается термин «регион Каспийского моря» [2], однако определения ему не дается.

По мере разработки Конвенции о правовом статусе Каспийского моря прибрежные государства начали параллельную разработку договоров по отдельным видам жизнедеятельности на Каспии, так называемых «отраслевых» соглашений. Первым пятисторонним документом стала Рамочная конвенция по защите морской среды (Тегеранская конвенция). Подписанный в ноябре 2003 года уполномоченными представителями прикаспийских государств договор вступил в силу 12 августа 2006 года. Этот день отмечается в регионе как День Каспия, и неслучайно базовый пятисторонний документ – Конвенция о правовом статусе Каспийского моря была подписана именно 12 августа 2018 г.

Целью Тегеранской конвенции, как это указывается в Статье 2, является «защита морской среды Каспийского моря от загрязнения, включая защиту, сохранение, восстановление, устойчивое и рациональное использование его биологических ресурсов». Статья 14 Тегеранской конвенции посвящена этой проблеме, в ней предусмотрена разработка протоколов к конвенции для проведения необходимых мероприятий по защите, сохранению и восстановлению биологических ресурсов моря.

Учитывая связь между использованием природных ресурсов и их сохранением, нужно отметить, что к настоящему времени прибрежными государствами приняты протоколы к Тегеранской конвенции, регулирующие борьбу с загрязнением в результате нефтеразливов, загрязнением из наземных источников, сохранения биоразнообразия и оценке воздействия на окружающую среду в трансграничном контексте. В стадии согласования находится протокол по мониторингу и обмену информацией.

Еще в декабре 1992 года, за 11 лет до подписания Тегеранской конвенции, для решения вопросов рационального использования водных биологических ресурсов моря четырьмя прикаспийскими государствами была создана Комиссия по водным биоресурсам Каспийского моря. В 2001 году к ее работе присоединилась Исламская Республика Иран. В полномочия Комиссии входило, среди прочего, определение общего допустимого улова на море и распределение его на квоты. Так как создание комиссии не было закреплено юридически обязывающим документом, возникли вопросы о статусе Комиссии и обязательности ее решений для всех её членов.

Со времени создания Комиссии и до проведения в ноябре 2010 года Третьего Каспийского саммита, прикаспийскими государствами было сделано несколько попыток разработки межправительственного соглашения в сфере рационального использования водных биологических ресурсов Каспийского моря, но они не были успешными. В Совместном заявлении президентов Азербайджанской Республики, Исламской Республики Иран, Республики Казахстан, Российской Федерации и Туркменистана, принятом по итогам Третьего Каспийского саммита, была отмечена необходимость придания Комиссии межправительственного статуса [3].

К моменту проведения Третьего Каспийского саммита ситуация с состоянием поголовья осетровых видов рыб ухудшилась, на заседаниях Комиссии обозначилось два похода в отношении этой проблемы. Предлагалась разработка соглашения о введении моратория на вылов осетровых рыб. Туркменистан предложил системный подход к этой

проблеме – разработку соглашения, которое бы создало межправительственный механизм сохранения и рационального использования биологических ресурсов Каспия. С соответствующей инициативой на Третьем Каспийском саммите выступил Президент Туркменистана. Соглашение о сохранении и рациональном использовании водных биологических ресурсов Каспийского моря, было разработано в период 2011-2014 годов, подписано в сентябре 2014 года на Четвертом Каспийском саммите в Астрахани и вступило в силу в июне 2016 года.

Соглашением создана межправительственная Комиссия по сохранению, рациональному использованию водных биологических ресурсов и управлению их совместными запасами. К совместным видам отнесены осетровые виды рыб, кильки и тюлени, Комиссия может включать в этот перечень и другие виды водных биологических ресурсов. В полномочия Комиссии входит координация деятельности по сохранению, воспроизводству и рациональному использованию совместных водных биологических ресурсов моря, ежегодное определение общего допустимого улова совместных водных биологических ресурсов и распределение их на квоты, регулирование промысла и утверждение правил рыболовства в отношении совместных водных биологических ресурсов и пр. Комиссия продолжила практику установления нулевых квот на промышленный промысел осетровых рыб, сложившуюся с 2011 года. Вылов осетровых осуществляется только в научных целях и целях воспроизводства, в пределах квот, отведенных Комиссией. В рамках Комиссии создана рабочая группа по науке и аквакультуре, вырабатывающая соответствующие рекомендации для Комиссии.

На Третьем Каспийском саммите было подписано Соглашение в сфере безопасности на Каспийском море. Соглашением предусмотрена разработка ряда протоколов, в числе которых протокол о сотрудничестве в сфере борьбы с незаконным промыслом водных биологических ресурсов (браконьерством). Протокол находится в стадии согласования, он тесно связан с Соглашением о сохранении и рациональном использовании водных биологических ресурсов Каспийского моря. К примеру, за пределами зон под национальной юрисдикцией, в общем водном пространстве Каспийского моря, необходимы общие правила рыболовства для всех пяти прикаспийских государств. Эти правила устанавливаются Межправительственной Комиссией по сохранению, рациональному использованию водных биологических ресурсов и управлению их совместными запасами, имплементация этих документов требует согласованных действий соответствующих компетентных органов прибрежных государств в соответствии с правилами и рекомендациями Комиссии.

При разработке «отраслевых» соглашений принимались во внимание соответствующие положения проекта Конвенции о правовом статусе Каспийского моря, по которым был достигнут консенсус, в этих соглашениях также содержатся положения о том, что они не определяют итогов переговоров о правовом статусе Каспийского моря. Вследствие этого региональные соглашения, подписанные и вступившие в силу раньше, чем Конвенция, не противоречат ее положениям, а детализируют соответствующие ее положения.

Как было отмечено выше, 12 августа 2018 года на Пятом Каспийском саммите была подписана Конвенция о правовом статусе моря. В конвенции содержатся принципы и нормы сотрудничества пяти прикаспийских государств, в том числе и природоресурсные. Так, в преамбуле Конвенции пять прикаспийских государств исходят из того, что море имеет для них «жизненно важное значение и только они обладают суверенными правами в отношении Каспийского моря и его ресурсов», отмечается необходимость рационального использования ресурсов моря, изучения, защиты и сохранения его природной среды.

Конвенция дает определение водным биологическим ресурсам и совместным водным биологическим ресурсам, устанавливает принципы разграничения акватории и дна моря на зоны и секторы соответственно, и правовые режимы в них. На территориальные воды (15 морских миль от исходной линии) распространяется суверенитет прибрежного государства, в рыболовной зоне (10 морских миль от внешнего предела территориальных вод) прибрежное

государство обладает исключительным правом на промысел водных биологических ресурсов, общее водное пространство (за пределами рыболовных зон) находится в пользовании всех прибрежных государств.

Конвенция определяет принципы деятельности прибрежных государств, в числе которых применение согласованных норм и правил по воспроизводству и регулированию использования совместных водных биологических ресурсов; охрана природной среды Каспийского моря, сохранение, восстановление и рациональное использование его биологических ресурсов; содействие проведению научных исследований в области экологии, сохранения и использования биологических ресурсов Каспийского моря.

Стороны Конвенции осуществляют деятельность в Каспийском море, среди прочего, в целях промысла, использования и охраны водных биологических ресурсов, разведки и разработки ресурсов его дна и недр в соответствии с Конвенцией, совместимыми с ней отдельными соглашениями Сторон и их национальным законодательством.

Конвенция содержит положения, в соответствии с которыми прибрежные государства совместно определяют общий допустимый улов совместных водных биологических ресурсов в Каспийском море и распределяют его на национальные квоты, порядок и условия промысла совместных водных биологических ресурсов в Каспийском море определяются в соответствии с отдельным соглашением между всеми Сторонами Конвенции. Этим соглашением является упомянутое выше Соглашение о сохранении и рациональном использовании водных биологических ресурсов Каспийского моря, а механизмом имплементации этого положения является Комиссия по сохранению, рациональному использованию водных биологических ресурсов и управлению их совместными запасами. Конвенцией допускается предоставление одним прибрежным государством доступа к остаткам своей неиспользованной квоты другим прибрежным государствам путем заключения двусторонних соглашений и других договоренностей в соответствии со своим национальным законодательством.

В отношении природных ресурсов дна и недр – Конвенция устанавливает (Статья 8) принципы разграничения дна моря на секторы, под которыми понимаются участки дна и недр, разграниченные между Сторонами в целях недропользования и другой правомерной хозяйственно-экономической деятельности, связанной с освоением ресурсов дна и недр. В пределах своего сектора прибрежное государство имеет исключительное право сооружать, разрешать и регулировать создание, эксплуатацию и использование искусственных островов, установок и сооружений, а также создавать вокруг них зоны безопасности (шириной не более 500 метров).

В Конвенции также затрагивается вопрос транзита природных ресурсов (Статья 14). Прибрежные государства могут прокладывать подводные магистральные трубопроводы по дну Каспийского моря при условии соответствия их проектов экологическим требованиям и стандартам, закрепленным в международных договорах, участницами которых они являются, включая Тегеранскую конвенцию и соответствующие протоколы к ней. При этом определение трассы для прокладки подводных кабелей и трубопроводов осуществляется по согласованию тех государств, через сектор дна которых проектируются прокладка такого подводного трубопровода.

В соответствии с Конвенцией (Статья 15), прикаспийские государства обязуются защищать и сохранять экологическую систему Каспийского моря и все ее компоненты, самостоятельно или совместно принимать все необходимые меры, сотрудничать в целях сохранения биологического разнообразия, защиты, восстановления, устойчивого и рационального использования биологических ресурсов Каспийского моря, предотвращения, снижения и обеспечения контроля за загрязнением Каспийского моря из любого источника. Конвенцией запрещается деятельность, наносящая ущерб биологическому разнообразию Каспийского моря, прибрежные государства, в соответствии с нормами международного права, несут ответственность за ущерб, нанесенный экологической системе Каспийского моря.

В настоящее время прикаспийскими государствами и их правительствами подписано 16 договоров по Каспийской тематике [2], в том числе и природоресурсных, создано несколько межгосударственных и межправительственных механизмов в различных областях сотрудничества. Анализ этих договоров показывает на тесную связь между сохранением природных ресурсов и их рациональным использованием, прикаспийские государства стремятся к использованию в регионе принципа устойчивого использования природных ресурсов.

Открытым остается ряд проблем, среди которых – вопрос применения природоохранных норм при осуществлении мореплавания в общем водном пространстве, за пределами 25 морских миль от их побережий. Регулирование этого вопроса возможно в рамках протокола по обеспечению безопасности мореплавания к Соглашению в сфере безопасности на Каспийском море. В этом протоколе предполагается определить условия применения конвенций Международной морской организации на Каспийском море, в частности, это касается Международной конвенции по предотвращению загрязнения с судов (MARPOL). Протокол в настоящее время находится в стадии экспертного обсуждения, существует необходимость согласования его положений с Протоколом о региональной готовности, реагировании и сотрудничестве в случае инцидентов, вызывающих загрязнение нефтью к Рамочной конвенции по защите морской среды Каспийского моря (Актауский протокол) [3].

Из анализа деятельности созданных региональными договорами механизмов сотрудничества можно сделать вывод о том, что в регионе сформировались международно-правовые режимы использования и сохранения водных биологических ресурсов и ресурсов дна. В то же время международное природоресурсное право в Каспийском регионе находится в стадии его дополнения и совершенствования. Представляется необходимой тесная координация работы созданных региональных механизмов, сотрудничества между ними, а также комплексного подхода к вопросам использования ресурсов моря и их сохранения.

Литература

- 1 Международно-правовой статус Каспийского моря. Сборник документов. Ашхабад: 2006.
- 2 Жильцов С.С., Зонн И.С., Костяной А.Г., Семенов А.В.. Каспийский регион. Том 1. Международно-правовые документы. Москва: ЧОСВО «Московский университет имени С.Ю.Витте», 2019.
- 3 Nazar deňziniň halkara-hukuk derejesi. Resminamalar ýygundy. Aşgabat: Türkmen döwlet neşirýat gullugy, 2012.

УДК 550.34+574.5

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТУРКМЕНСКОГО СЕКТОРА КАСПИЯ

Атаджанов М.Г.¹, Ахмедова С.В.², Эсенов Э.М.³

¹ *Институт Каспийского моря, город Ашхабад, Туркменистан*

² *Институт Сейсмологии и физики атмосферы АНТ, г. Ашхабад, Туркменистан*

³ *Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства Министерства
Строительства и архитектуры Туркменистана, г. Ашхабад, Туркменистан*

Каспийское море, как геосистема, подвержено влиянию различных факторов – климатических, гидрологических, геологических, космических, антропогенных и т.д. Важнейшим условием устойчивого развития Каспийского моря и окружающих его прибрежных зон является стабильность уровня моря. Его колебания вызывают дополнительную нагрузку на прибрежную инфраструктуру, а также могут вызывать

загрязнения моря. В сейсмически активных областях, к числу которых относится и Туркменистан вопросы изменения уровня Каспия (рис.1) особенно актуальны.

Тектонические движения в Каспийской впадине, особенно ее южной части, продолжаются и в наше время. Роль геологического фактора, по мнениям некоторых ученых, играет основную роль, другие ученые оценивают ее вклад в 10-15%. В настоящее время нет единой теории, объясняющей колебания уровня Каспия, роль геологического фактора по-разному оценивается исследователями и их выводы требуют экспериментального подтверждения [3]. И, так как геологические процессы не ограничиваются границами государств, геодинамические и сейсмологические исследования региона представляется целесообразным вести на региональном уровне, сопоставляя полученные результаты с исследованиями в прилегающих регионах.

В сейсмически активных областях, к числу которых относится и Туркменистан, вопросы экологии, прогноза и районирования сейсмической опасности, связанные с изменением уровня Каспия (рис.1.), особо актуальны и от их своевременного решения зависит безопасность городов и населения, прибрежных стран.

Некоторые считают, что колебания уровня моря связаны с современными геодинамическими процессами, ибо при землетрясениях происходят резкие опускания и поднятия земной коры. Аномальные изменения режима флюидов во времени могут отражать динамику тектоники в регионе [2]. Наиболее активные явления наблюдаются в Южно-Каспийской впадине, характеризующейся аномалиями в верхних слоях астеносферы и особенностями строения земной коры. Следует отметить, что территории Предкавказья и Кавказа, акватории Каспия, запада Туркменистана и северо-запада Ирана попеременно испытывают периоды сейсмической активности и сейсмического затишья.

Инженерная деятельность человека может инициировать «наведенную» сейсмичность, связанную с заполнением водохранилищ, закачиванием воды или жидких отходов в глубокие скважины и т.д. Отдельные толчки и даже довольно сильные землетрясения ($M \geq 6$) произошли вблизи водохранилищ Карибы (Зимбабве), Кремасты (Греция) и Койны (Индия). Подобное наблюдали и сейсмологи Таджикистана, Узбекистана и Туркменистана на своих территориях. Не исключено, что колебания уровня Каспия (рис.1) способны воздействовать на сейсмические процессы.

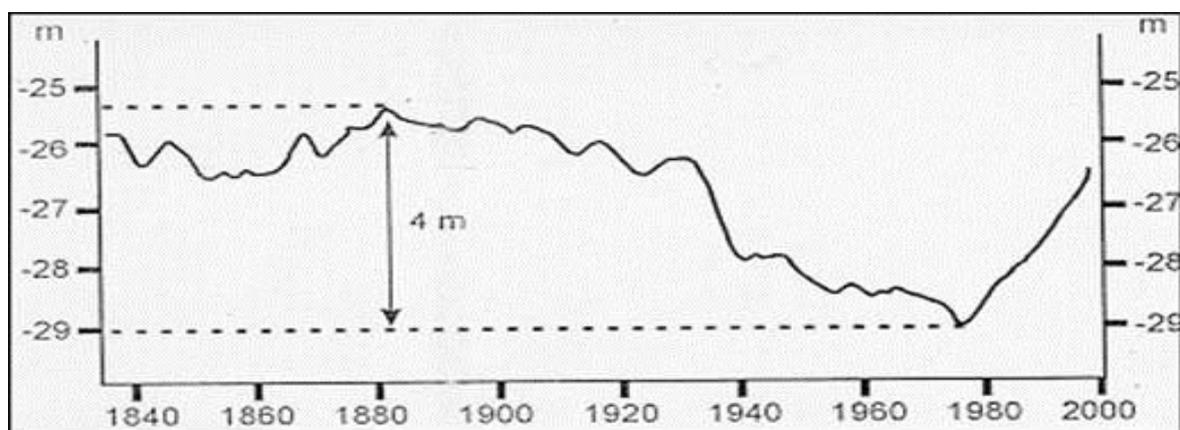


Рис. 1. Динамика уровня Каспийского моря

В настоящей работе представлен анализ и результат исследований по выявлению закономерностей в распределении сейсмособытий Западного Туркменистана и прилегающей к нему территории: по широте 37° - 43° , по меридиану – 50° - 56° . Здесь произошло [1] несколько разрушительных землетрясений: Красноводское 1895 года с $M = 8.2$; Каспийское 1911 г. с $M=6.4$; Каспийское 1986 г. с $M = 6.1$; Каспийские 1989 гг. $M=6.3$ и $M = 6.2$ соответственно, и Каспийское 2010 г. с $M=6.3$ (рис.2).

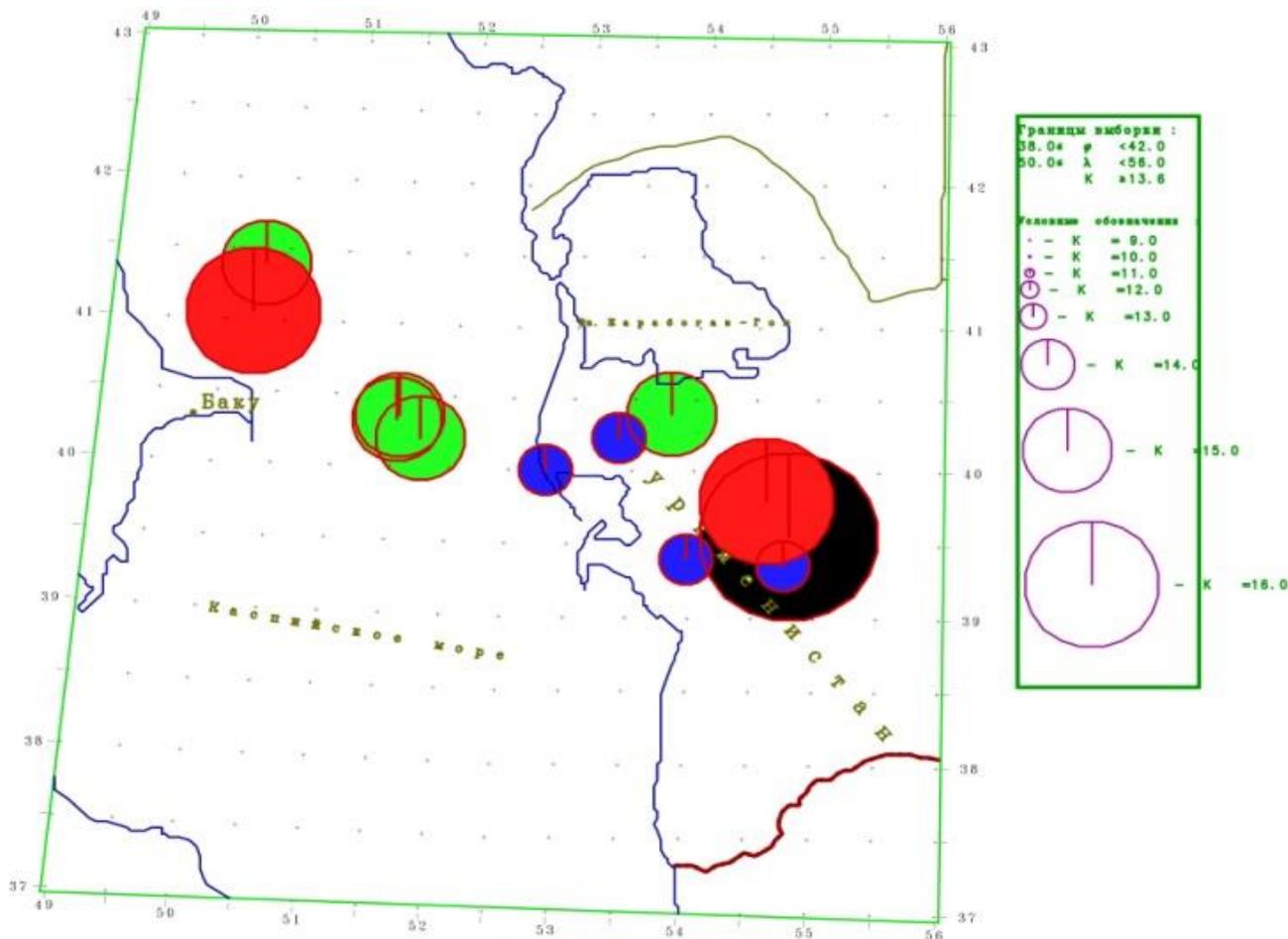


Рис. 2. Сильнейшие землетрясения Западного Туркменистана и прилегающей территории с $M \geq 5.7$ за 1900-2010 гг.

Сейсмичность восточного, западного и южного побережья Каспия составляет 7–9 баллов. Как для Азербайджана, так и для Туркменистана известны разрушительные землетрясения. Происходящие при этом резкие поднятия и опускания земной коры могут достигать десятков метров. Следовательно, быстрое затопление локальных площадей побережья может происходить за счет активизации современных тектонических процессов. При этом интенсивное опускание отдельных тектонических блоков прибрежной зоны усиливает эффект резкого подъема уровня Каспийского моря. Активизация геодинамических процессов, выраженная в усилении горизонтальных тектонических напряжений (сжатие), особенно в центральной и южной частях Каспийской депрессии, также может привести к изменению конфигурации дна моря.

Высокая сейсмичность обусловлена спецификой его геологического и тектонического строения [4]. Это зона контакта крупнейших геоструктурных сооружений юга Туранской плиты (Большой Балхан, Кубадаг) и опускающейся Южно-Каспийской мегавпадины (Прибалханский прогиб). Каспийский регион представляет собой сложную гетерогенную структуру, где происходит сочленение разновозрастных структур континента: Восточно-Европейской докембрийской платформы, Скифской и Туранской эпипалеозойских плит.

Субширотное простираание глубинных разломов Западного Туркменистана позволяет проецировать эпицентры на долготу и широту, рассматривая их расположение вдоль и поперек сейсмогенной зоны. Характер сейсмичности проявляется в многолетней цикличности хода сейсмического процесса, обособлении периодов подготовки и активизации, наличии сейсмического затишья в процессе.

Обобщение сейсмических данных сведено в таблицу 1.

Таблица 1. Размеры областей подготовки сильных землетрясений и времен затишья

Название землетрясения	Размер очага L [3]: $\lg L=0.528M-2.010$	Размеры обл. набл. затишья	Время набл. затишья	Время подготовки [3]: $T=6.2M-25.4$	Скорость расширения обл. затишья
Красноводское 1895г., M=8.2	200 км	400км-700км	19 лет	25 лет	15 км/год
Казанджикское 1946г., M=7.0	50 км	100км - 250 км	19 лет	18 лет	8 км/год
Кумдагское 1983г., M=5.6	15 км	80км - 200км	19 лет	10 лет	6 км/год
Каспийские 1986г., M= 6.1	25 км	80км - 200км	8 лет	12 лет	15 км/год
Балханское 2000г., M=7.3	70 км	100км - 300км	19 лет	20 лет	13 км/год

Материалы специальных исследований [5] свидетельствуют о неравномерном проявлении сейсмического эффекта даже в пределах ограниченных территорий. Интенсивность сейсмического воздействия определяется локальной тектоникой, грунтово-геологическими условиями и гидрогеоморфологической обстановкой. Высота рельефа, холмистость, изрезанность и крутизна склонов ($>15^\circ$), впадины и др. увеличивают силу толчка на 1-2 балла по сравнению с равнинными территориями.

Водонасыщенное состояние грунтов, определяемое верхним горизонтом подземных вод (УГВ), ухудшают сейсмические условия на 1 балл относительно участков со сходными условиями. Изменение поверхности акватории Каспия прямо сказывается на положении УГВ в прибрежной зоне, поскольку гидравлическая связь водоема и водосодержащей толщи отложений прямая и непосредственная. Колебания УГВ изменяют состояние и свойства грунтов, как водовмещающих, так и вышележащих толщ и находят отражение при землетрясениях в поведении зданий и сооружений, возведенных на этих основаниях.

Использование природных ресурсов тесно связано с обеспечением их сохранности. Принятое пятью прибрежными государствами (Туркменистан, Республика Азербайджан, Республика Казахстан, Российская Федерация, Исламская Республика Иран) протоколы к Тегеранской конвенции (саммит в г.Актау, 2018г) регулируют борьбу с нефтезагрязнением, за сохранением биоразнообразия и оценку воздействия на окружающую среду в трансграничном контексте. Протокол по мониторингу и обмену информацией находится в стадии согласования. Решается вопрос применения природоохранных норм при осуществлении мореплавания в общем водном пространстве и по обеспечению его безопасности. В регионе сформулировались международно-правовые режимы использования и сохранения водных биологических ресурсов дна Каспийского моря.

Подводя итоги предварительному анализу, можно сделать вывод о том, что с изменением уровня Каспия, с одной стороны, связано явление индуцирования сейсмичности на прилегающих территориях, а с другой – изменение уровня моря и геодинамические процессы представляют собой единый процесс в эволюции Земли.

Литература

- 1 Ахмедова С.В., Карцева Л.А., Абасеев С.С. «Некоторые тенденции в проявлении сейсмичности на территории Западного Туркменистана». //Сб. «Сейсмологическая наука в эпоху могущества и счастья». Труды, Выпуск 2, Ашхабад, Ылым,2013, стр.124-151.
- 2 Ишанкулиев Дж., Сарыева Г.Ч., Азимов К.П., Азимова Н.К. Динамика УПВ, концентрация подпочвенного радона и молекулярного водорода в Прикаспийском сейсмоактивном регионе Туркменистана. Материалы Международной конференции «Актуальные проблемы

современной сейсмологии» к 50-летию ИС АНРУз им.Г.А.Мавлянова. Ташкент, 2016. С.237-241.

3 Мамедов Р.М. Гидрометеорологическая изменчивость и экогеографические проблемы Каспийского моря. Баку, «Элм», 2007.С.172-178.

4 Мурадов Ч.М., Гарагозов Дж., Эсенов Э.М. Сейсмотектонические условия и характер проявления Каспийского землетрясения 1986 года. Материалы конференции «Геологическая наука Советского Туркменистана за 70лет». Ашхабад, Ылым, 1987. С.60-61.

5 Эсенов Э.М., Ходжаев А. Изменение уровня Каспийского моря и сейсмичность. Материалы 7-го Казахстан-Китайского Международного семинара «Прогноз землетрясений, оценка сейсмоопасности и риска Центральной Азии». Алматы, 2010. С.151-152.

УДК 551.4+551.13+551.58

О ВЗАИМОСВЯЗИ УСЫХАНИЯ АРАЛА И ЗАСОЛЕНИЯ ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

Камалов Б.А.

Наманганский государственный университет, г. Наманган, Узбекистан

В составе СССР среднеазиатские республики при своем сухом климате были превращены в район монокультуры влаго- и солнцелюбивого хлопчатника для снабжения сырьем текстильной промышленности России и заимели засоление большей половины орошаемых земель, высокую загрязненность атмосферы соле-пылевыми частицами, почв – различными видами ядохимикатов, острый недостаток питьевой воды на большей части территории, не только в пустынной части, но и в некоторых долинах и др., а главное – усыхание Аральского моря, превратившееся в глобальную экологическую проблему.

История человеческой цивилизации знает немало поучительных примеров того, как нерасчетливая хозяйственная деятельность вызывает неотвратимые разрушительные процессы в природе. Печально известный сегодня регион нынешней Сахары некогда представлял интенсивную зону земледелия. Об этом свидетельствуют останки населенных пунктов, засыпанные песком. Люди, добывавшие хлеб свой насущный, судя по всему, действовали вопреки естественным законам, за что жестоко поплатились. Все это было знакомо еще древнейшим земледельцам на берегах Тигра и Евфрата, в дельтах Инда, Хуанхэ и Хуайхэ, в бассейне оз. Лобнор. Раньше или позже наступало засоление, и, хотя путем дренирования и огромных затрат пресной воды на промывку засоленных земель, попытались восстановить их плодородие, но безрезультатно: это не приводит к успеху даже в наше время. В результате появилось «кочевое» земледелие. Это подтверждается тем, что по археологическим данным на равнинной части бассейнов Амударьи и Сырдарьи площади древнего орошения составляет 4,5-6 млн га, т.е. значительно больше современной [1], что может быть только результатом кочевого земледелия из-за засоления.

Как известно, Аральское море раньше служило как большой солеприёмник, принимавший ежегодно более 25 млн тонн соли. Эта цифра рассчитана по данным гидропоста Чатлы в низовьях Амударьи, где среднемноголетний годовой сток до 1970 г. составлял 1410 м³/с, приняв минерализацию равной 400 мг/л (400 г/м³), что дает 17,6 млн т растворенных веществ. Если сюда добавить вклад Сырдарьи, эта цифра намного превысит 25 млн т в год. Теперь Арал сам превратился в громадный глобальный источник солей, объемом более 10 млрд т, для ветрового переноса на большие расстояния, усиливая засоление до далеких орошаемых земель.

Есть ли выход из этого положения в ближайшее время, поскольку экологическая ситуация не дает этому много времени? Выполненные до настоящего времени и продолжаемые сегодня работы по закреплению песков и соляных полей дают нам некоторый оптимизм в решении проблемы. Пробурено 40 артезианских скважин [8, стр. 178]. В 2018-2019 гг. были созданы защитные лесонасаждения на площади 461 тыс. га. Для выполнения

этого мероприятия были нарезаны песконакопительные борозды на площади 1126 тыс. га, устроены механические защиты из камыша 93 км, заготовлены семена саксаула и других пустынных растений в объеме 1500 т. На выполнение этих работ были привлечены более 500 единиц техники, 2 самолета АН-2, свыше 2000 рабочих и служащих. Начальные результаты обнадеживают: 50-80% саженцев прижились [8, стр. 194]. Однако покрыть все дно ими представляет определенные трудности.

При этом, по данным Узгидромета в среднемноголетнем разрезе сток р. Амударьи у г. Керки до 1970 г. включительно, составляет 2010 м³/с, а минерализованность – 300-500 мг/л, средняя – 400 мг/л. В результате общее количество солей, протекавших через этот гидропост в течение года, составлял 2010 м³/с x 400 г/м³ x 31,536 млн секунд в году = 25354944 т., т.е. 25,3 млн тонн. Выше таким же путем был определен среднегодовой сток растворенных веществ на гидропосту Чатлы равный 17786304 т. Разность показаний между двумя постами составляет 7568640 т. Такое количество растворенных веществ в среднем за год в составе забранной на орошение воды между этими постами попадало на сельскохозяйственные поля. Площади орошений составляют в Каракалпакстане 432,8 тыс. га, Бухарской области – 249,9, Кашкардарьинской – 426,7, Навоийской – 115,6, Хорезмской – 236,8, Туркменистане 1200 тыс. га, всего 2461,8 тысяч га. Поделив объем растворенных веществ на орошаемую площадь получим 3075 кг/га. Такое количество растворенных веществ с поливной водой ежегодно поступало на каждый орошаемый гектар, усиливая его засоление.

В настоящее время среднегодовой сток Амударьи у Керки не изменился, а в Аральское море Амударьинская вода не поступает, т.е. она полностью расходуется на орошение. Поделив среднегодовой ионный сток Амударьи у Керки в объеме 25354944 т на площадь орошения 2461,8 тысяч га получим 10299 кг/га. И это осуществляется ежегодно. Если так будет продолжаться, эти земли скоро могут выйти из сельхозоборота.

Во-вторых, полный забор вод Амударьи и Сырдарьи привел к повсеместному подъему уровня грунтовых вод. Например, в начале 60-ых годов в Голодной степи уровень грунтовых вод находился на глубине 16-18 м, а в настоящее время оно находится почти на поверхности земли. Объем накопленных грунтовых вод здесь составляет десятки млрд м³. Даже в Ферганской области на 46 % орошаемых земель уровень грунтовых вод находится от 0 до 2 метров от поверхности земли. УГВ даже в скважинах подножий гор на высоте 700 - 936 м н.у.м. находится на глубине 1 - 2,68 м от поверхности земли. Подъем уровня грунтовых вод выше 2,5 – 3 м от поверхности земли служит сигналом о нарушении экологической обстановки и необходимости принятия срочных мер по ее регулированию. По состоянию к 2008 г., такие земли составляют более 50 % орошаемых земель. Они представляют опасность и в сейсмическом отношении. Еще в восьмидесятые годы имелись сообщения о выкачивании грунтовых вод из-под г.Ашхабада большим числом вертикальных скважин, как это делается в настоящее время в г. Гулистане.

В Узбекистане в 2007 г. засоленные земли составили 2170,7 тысяч га или 50,7 % площади орошения. Из них, 31,3 % – слабозасоленные, 15,5 % – средnezасоленные и 3,8 % – сильнозасоленные. Наихудшее положение в этом отношении отмечается в Хорезмской, Джизакской и Ферганской областях, где в 2007 г. по сравнению с 1990-1992 гг. площадь засоленных земель увеличилась в 1,5-2 раза [4].

В Хорезмской области в начале 1990 годов 35,6% орошаемых земель не были засолены. Здесь к 2007 г. незасоленных земель не осталось, а площадь сильно засоленных земель за этот период увеличилась 3,8 раза. Особо тревожно резкое увеличение засоленных земель в Ферганской области – 2,2 раза, несмотря на ее расположение близко к истокам рек.

В некоторых регионах положение к настоящему времени еще усугубилось. Например, в Каракалпакстане по данным UNDP площадь засоленных земель достигла 95% от общей посевной площади. По бонитировочным измерениям института «Узгосземпроект», проведенным в 2017 г. в Чустском, Папском и Мингбулакском районах Наманганской области, соответственно засолены 7461,4, 19896 и 26543 тыс. га, что составляет 26,8, 59 и

76,3 % от общей орошаемой площади, что в несколько раз больше, чем было. Как видно, процесс засоления земель угрожающе быстро прогрессирует.

Засоление орошаемых земель ежегодно требует больших средств на улучшение мелиоративного состояния орошаемых земель. Однако, они не дают высоких результатов. Например, по данным В.А.Духовного и др.[2], в Узбекистане за период 1971 – 1980 гг. мелиоративно улучшено 973,9 *тысяч га*, а площадь мелиоративно неблагоприятных земель за этот период уменьшилась лишь с 1374,7 *тысяч га* до 1101 *тысяч га*, или на 273 *тысяч га*.

В 1985 г. ими же была дана высокая оценка землям Джизакской области, где к 2007 г. площадь засоленных земель увеличилась 1,7 раза по сравнению с 1992 г., т.е., за 15 лет. Работы по улучшению мелиоративного состояния орошаемых земель в 2008-2017 гг., уменьшили засоленные земли всего на 160 тыс. га.

В настоящее время в Узбекистане в различной степени засолены более 2 миллионов гектаров, т.е., более половины орошаемых земель. В результате имеем прогрессирующее уменьшение урожайности сельскохозяйственных культур. Подъем уровня грунтовых вод приводит к подтоплению фундаментов зданий и сооружений, что способствует деформациям инженерных конструкций и их разрушению. Такое в настоящее время наблюдается в городах Нукус, Коканд, Наманган, Гулистан, Джизах, Бухара, Навои и др. А Арал остается мощным поставщиком соли и пыли в глобальном масштабе, резко ухудшая условия жизни в регионе и усиливая процесс опустынивания не только на равнинной части, но и в предгорной, несмотря на потепление климата.

Потепление должно было привести к увеличению осадков, поскольку повышение температуры воздуха приводит к повышению его влагоемкости и, соответственно, увеличению осадков. Это подтверждается тем, что в период голоценового потепления увлажненность Средней Азии была в 1,5-2 раза выше современного. Площадь Арала была в 2 раза больше чем в 1960 г. Увеличение осадков наблюдалось и в нынешнем потеплении. До 2000 г. из 35 метеорологических станций Узбекистана 13 отметили увеличение осадков и в теплый и холодный периоды года, 6 – в холодный период, 7 – в теплый период, 7 отметили уменьшение осадков. Максимальное увеличение осадков составило 20 %, уменьшение - 15 %. Однако с конца девяностых годов, когда усыхание охватило большую часть Арала, количество осадков начало снижаться и это могло быть результатом резкого увеличения концентрации гигроскопических и кристаллизующих частиц в атмосфере из-за аральской соли и пыли [9]. Такое же явление служило одной из главных причин усиления опустынивания на территории северной части Африки; громадная пустыня Сахара в 1980 г. имела площадь 8,633 *млн км²*. К 1990 г. ее южная граница сместилась на юг на 130 *км* и площадь ее достигла 9 *млн 269 тыс. км²*, хотя в 1985, 1986 и 1988 гг. наблюдались сдвиги ее на север [3].

В условиях же бассейна Арала имеем увеличение площади очага соли и пыли за счет усыхания Арала на более чем 60 тысяч квадратных километров. Это может усилить расширение пустыни во все стороны, и даже распространение опустынивания на предгорные районы. Соль ежегодно ветром выносится сотнями миллионов тонн на окружающие территории, расширяя площади соляных пустынь, создавая обширные солончаки и усиливая засоление и так уже засоленных земель. Судя по направлениям пыльных бурь [6], вынос солей в более 75% случаях осуществляется на территории Каракалпакии, Хорезмской области и Туркменистана.

Возможно, учитывая вышеизложенное, в Казахстане возрождают Малый Арал, сократив орошаемую площадь в Казахстанской части бассейна Сырдарьи в 2 раза, проведя большие работы по регулированию русла реки, усовершенствуя коллекторно-дренажную сеть с расчетом сброса дренажных вод напрямую в Малый Арал. В настоящее время площадь зеркала Малого Арала составляет более 3,3 *тыс. км²*, уровень воды находится на высоте 42 *м н.у.м.*, соленость воды опустилась до 8–9 *промилле*. Восстанавливается рыбное хозяйство. Ежегодный улов составляет в пределах 11 *тыс. тонн*.

Для того, чтобы выйти из кризисного положения и в Узбекистане, как можно быстрее необходимо освободить посевные площади от большой непомерной нагрузки оросительной воды с целью защиты их от дальнейшего засоления. Такую возможность создает повсеместное внедрение предложений Президента Ш.М.Мирзиёева по переориентации части растениеводства на сады и виноградники, а также ускоренный перевод на капельное орошение. Это снизит расход воды на гектар до 3,5-4 тысяч $m^3/га$. Для орошаемой площади 4 млн. га достаточно будет 16 $км^3$ воды. Если считать потери до полей столько же, общий расход воды составит 32 $км^3$.

Водные ресурсы равнинной части бассейна Арала согласно [7], составляют 103,3 $км^3/год$. Значит, при повсеместном применении капельного орошения, всегда будет возможность более 50 $км^3/год$ направить в Арал. Если подача воды в Аральское море начнется в 2021 г., как показывают расчеты, к 2045 г. площадь зеркала Арала может подняться до уровня 45 тыс. $км^2$. Этого вполне достаточно для уменьшения соле-пылевых выбросов до минимума. Эти расчеты были выполнены на основе табл. 6,3 приложений книги В.А.Рафикова [5].

Говоря о необходимости перехода на капельное орошение, Президент особо подчеркнул, что капельное орошение спасает от засоления орошаемые земли, резко сокращает расходы на улучшение их мелиоративного состояния, сводит на нет необходимость коллекторно-дренажной сети, позволяет расширить посевную площадь за счет занимаемой ею территории. Капельное орошение широко применяется во многих странах мира, особенно в Израиле, где в этом достигнуты большие успехи; с 1 га получают урожай хлопка до 100 ц/га. Такое возможно и у нас. Например, часто наблюдаем кусты хлопчатника с 20 и более раскрытыми коробочками. Если считать их вес по 4 г, то получится 80 грамм хлопка с одного куста. Если на 1 га приходится 100 кустов хлопчатника, то получится результат – 80 ц/га.

Для внедрения капельного орошения Правительством страны предусмотрено выделение субсидий в размере 8 млн сум/га. Однако темпы внедрения очень низкие. Главная причина, как показывают опросы, заключается в том, что у фермеров нет уверенности в их расходовании строго по назначению. Поэтому необходимо возложить перевод земледелия на капельное орошение на Министерство водного хозяйства и осуществить эту работу за счет расходов на строительство водохозяйственных объектов и улучшение мелиоративного состояния земель. Финансовую поддержку международных организаций и стран-доноров по Аралу также следует направить на эти цели.

В заключении особо отмечу, чтобы сохранить орошаемые земли плодородными для потомков, необходимо растениеводство полностью перевести на капельное орошение и минимум 50-60 $км^3$ воды в год, направить в Арал для его возрождения и, главное, для защиты земель от засоления.

Литература

- 1 Герасимов И.П. и др. Современные задачи научных исследований по проблеме Аральского моря//Изв. АН СССР, сер. геогр.-1980.-№4.-стр. 37-44.
- 2 Духовный В. А., Виленчик В.Б., Умарджанов Д.К., Прохоренко Н.И., Раззаков Р.М. Научно-технический прогресс и мелиорация земель в Средней Азии. Ташкент: Мехнат, 1985.- 144 с.
- 3 За рубежом//Метеорология и гидрология.-1992.-№ 1.- стр. 122-127.
- 4 Национальный доклад о состоянии окружающей среды и использовании природных ресурсов в Республике Узбекистан. Т.: Chinog ENK. 2008. – 298 с.
- 5 Рафиков В.А. Процессы опустынивания Южного Приаралья. Т.: 2013.- 140 с.
- 6 Субботина О.И., Чанышева С.Г. Климат Приаралья. Т.: Узгимет, 2006.-172 с.
- 7 Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Республики Узбекистан. Т.: Voris-nashriyot, 2007, 132 с.

8 Чўлланиш муаммолари: динамика, баҳолаш, ечим. Халқаро илмий-амалий конференция материаллари. 2019 йил 13-14 декабрь. Самарқанд, 2019.-347 б.
9 Twomey S. Computations of rain formation by coalescence. J. Atmos. Sci. – Vol 23.-№ 4- 1966.

УДК [574+504] (576)

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОЗАБОРОВ С УЧЕТОМ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Левкевич В.Е.¹, Бузук А.В.², Саидов Ф.Н.¹

¹ Белорусский национальный технический университет, Минск, Республика Беларусь

² ГУО Университет гражданской защиты МЧС Республики Беларусь
Минск, Республика Беларусь

Существующие и проектируемые водохранилища Беларуси, как правило, предназначены для комплексного использования, причем одним из основных потребителей воды является водоснабжение. Водоснабжение при этом может быть как питьевым, так и техническим, предназначенным для целей энергетики, мелиорации, а также рыбоводства и обводнения территорий. Наиболее активно водохозяйственное строительство, в состав которого входят и водохранилища, развивалось во второй половине XX века [1-3].

Проведенные в последние годы натурные обследования водохранилищного фонда страны позволили оценить опыт эксплуатации береговых водозаборов и состояние их основных конструкций с учетом современных экзогенных береговых процессов - абразии (переработки) коренных берегов и аккумуляции материала переработки в береговой зоне.

В настоящей работе приведены некоторые результаты исследований состояния эксплуатируемых сооружений водозаборов различного типа, с учетом развития береговых процессов и вдольберегового перемещения наносов. Даны предложения по расчету расхода наносов и заносимости водозаборов.

Комплексное обследование водохранилищ страны, в состав которых входили вопросы оценки состояния различных гидротехнических сооружений, в том числе водозаборных и берегоукрепительных более чем по 100 водным объектам Беларуси показали, что большинство из них имеют серьезные нарушения и повреждения. В практике изучения и прогнозирования динамики береговых процессов было установлено, что основными причинами, затрудняющими эксплуатацию водозаборов, являются: некачественная эксплуатация основных сооружений водозаборов, а также примыкающих к ним сооружений берегозащиты и обеспечивающих сохранность водозаборов. Разрушение элементов берегоукрепления ведет к раскрытию швов, выносу грунта из-под плит и их обрушению [3]. При этом, вымываемый грунт из-под креплений в виде потока наносов под действием ветрового волнения и течений перемещается к водозаборным сооружениям.

Геоэкологическое обоснование водозаборов в условиях водохранилищ Беларуси рекомендует использовать наиболее часто поверхностные водозаборные сооружения берегового расположения.

В общем случае выбор типа водозаборного сооружения и его размещение зависит от гидрологических и геоэкологических характеристик водоисточника. В соответствии с условиями проектирования место расположения водозабора должно отвечать следующим требованиям:

- располагаться на кратчайшем расстоянии от потребителя (городской застройки или промпредприятий);
- находиться выше города, промышленных предприятий и других потенциальных источников загрязнения воды;

- находиться на устойчивом (в геодинамическом плане) участке береговой линии водного объекта вне зоны образования транзита и аккумуляции наносов;
- обеспечивать возможность устройства зон санитарной охраны водозаборов.

Анализ условий расположения поверхностных водохранилищных водозаборов показал, что: вышеуказанные требования 1,2 и 4, как правило, соблюдаются практически повсеместно. Что касается требования 3, то оно в ряде случаев не всегда выполняется из-за развития береговых процессов – абразии (переработки) берегов, которая ведет к образованию вдольберегового перемещения наносов. К примерам несоблюдения требования 3 можно отнести группу водозаборов, используемых для технического водоснабжения, расположенных на правом берегу Чижовского водохранилища, а также водозабор рыбхоза на Осиповичском водохранилище, расположенном рядом с участком разрушаемого берега протяженностью около 1200 м [2,3]. Большинство созданных на водохранилищах страны водозаборов расположены в приплотинной части водоемов на приглубых берегах со значительными глубинами, и устойчивых к размыву грунтах, образующих береговой склон. Конструктивно все существующие водозаборы подразделяются на *раздельные* и *совмещенные* [3]. При раздельном водозаборном сооружении берегового типа в приурезовой зоне располагается водоприемный железобетонный колодец, который по фронту имеет не менее двух секций, каждая из которых разделена на приемную и всасывающую камеры, например водозаборы на водохранилищах Любанском, Млынокском, Осиповичском, Лукомльском и других (рис. 1). Каждая всасывающая камера соединяется всасывающей трубой с насосами. Вода из водохранилища поступает в приемную камеру через окна, оборудованные с наружной стороны съемными сороудерживающими решетками. Насосная станция подъема конструктивно отделена от берегового колодца.

Береговые же водозаборы совмещенного типа с насосными станциями устраивают, как правило, при больших производительностях и расходах. В качестве примера можно привести комплексный водозабор на водохранилище Дрозды, расположенном на правом берегу, используемом для водоснабжения г.Минска, водоснабжения Минской ТЭЦ-4, а также для подачи воды в Цнянское наливное водохранилище и Цнянскую водную систему, а также водозабор на Солигорское водохранилище, группа водозаборов на Чижовском водохранилище забирающих воду для нужд Минской ТЭЦ-3, заводов МАЗ и МТЗ, водозабор одной ТЭЦ на водохранилище Жодинской ГЭС и др. (рис. 1).



Водозабор водохранилища Дрозды



Водозабор Чижовского водохранилища

Рис. 1. Водозаборы совмещенного типа

Кроме указанных групп водозаборов раздельного и совмещенного типов существуют поверхностные водозаборы с «прямым отбором» воды для обеспечения рыбхозов, мелиоративных объектов, а также малых ГЭС. К таким сооружениям относятся водозаборы на водохранилищах: Любанское, Локтыши, Погост, Селец, Дубровское, Осиповичское и других (рис. 2). Следует также отметить, что ряд водохранилищ наливного типа (Муровно, Локтыши, Любашевское Ельское, Бальшие Орлы, Малые Автюки, Смолевичское и ряд

других) наполняемые насосными станциями (НС) двойного действия: в весенний период они служат для наполнения водоема, в период межени – для орошения и обводнения и водоснабжения. Все конструкции насосной станции служат в этом случае в качестве водозабора раздельного типа.



Водозабор на водохранилище Локтыши



Водозабор на Любанском водохранилище

Рис. 2. Водозаборы раздельного типа с прямым отбором воды без подъема

Все обследованные поверхностные водозаборы, расположенные на водохранилищах страны, также были классифицированы по водопользователям. Натурное обследование ряда объектов показало, что общее состояние конструкций и отдельных узлов водозаборных сооружений находится в хорошем и удовлетворительном состоянии. В некоторых случаях наблюдается износ бетонных и металлических конструкций. Это касается коррозии сороудерживающих решеток и закладных деталей, нарушения целостности некоторых элементов бетонных конструкций, что связано с воздействием ветрового волнения и ледового покрова. Ниже в таблице 1 приведена характеристика некоторых эксплуатируемых водозаборов.

Таблица 1. Классификация существующих поверхностных водозаборов на водохранилищах

Название водохранилища	Расположение водозабора	Тип водозабора	Назначение водозабора
Чижовское	Левый берег	раздельный	Техн.водоснабжение
Солигорское	Правый берег	совмещенный	Техн.водоснабжение
Осиповичское	Левый берег	раздельный	Рыборазведение
Млынокское	Правый берег	раздельный	Орошение
Жодинской ГЭС	Правый берег	совмещенный	Техн.водоснабжение
Дрозды	Правый берег	совмещенный	Питьевое и тех. водоснабжение
Водоохранилище ТЭЦ-2	Левый берег	раздельный	Техн.водоснабжение
Любанское	Правый берег	раздельный	Орошение
Дубровское	Правый берег	раздельный	энергетика
Лукомльское озеро	Правый берег	раздельный	энергетика

Естественный процесс переработки и разрушения склонов, а также откосов подпорных сооружений ведет к спрямлению береговой линии за счет вдольберегового перемещения наносов [1-3]. Площадь прибрежной территории водохранилищ, подверженной переработке F_s (m^2), может быть представлена в виде:

$$Fs = \sum_{n=1}^{50} (S_{т\zeta} + S_{таааа}) L_{абр,i}, \quad (1)$$

где $S_{т\zeta}$, $S_{таааа}$ – линейная переработка берега при различных состояниях водоема в случае трансформации уровня режима водохранилища, м; n – количество створов наблюдений, определяемое протяженностью участка переработки и методикой наблюдений, шт.; $L_{абр,i}$ – длина береговой линии на i -ом участке, подверженной переработке (абразии), м.

Объемы переработки-разрушения естественных берегов водохранилищ, сложенных в большинстве случаев несвязными песчаными грунтами, достаточно велики и попадая в прибрежную зону под действием ветрового волнения и вдольбереговых течений, ледовых явлений перемещаются в виде потока наносов, аккумулируются, попадая в приемные ковши водозаборов, снижая производительность и затрудняя эксплуатацию последних (рис.3).



Рис. 3. Вдольбереговое перемещение и аккумуляция продуктов абразии в приузловой зоне в форме рифелей. Петровицкое водохранилище

Натурное обследование водохранилищ и сооружений на них позволило установить нарушения в работе водозаборов, связанные с заилением и занесением песчаным материалом, в результате вдольберегового перемещения наносов в прибрежной зоне, образующегося в результате переработки берега (таблица 2).

Таблица 2. Влияние потока наносов на эксплуатацию водозаборов

Название водохранилища	Место расположения водозабора	Наличие переработки берега	Наличие потока наносов	Расчетный расход наносов Q_t , м ³ /мпог
Чижовское	Левый берег	-	-	-
Солигорское	Правый берег	+	+	0,22
Осиповичское	Левый берег	+	+	0,46
Млынокское	Правый берег	-	-	-
Жодинской ГЭС	Правый берег	+	+	0,44
Дрозды	Правый берег	+	+	1,51
Водоохранилище ТЭЦ-2	Левый берег	-	-	-
Любанское	Правый берег	+	+	0,28
Дубровское	Правый берег	+	+	1,50
Лукомльское озеро	Правый берег	+	+	1,80

Проведенные натурные исследования режима движения наносов в береговой зоне водохранилища страны позволили установить, что под воздействием ветрового волнения в приурезовой зоне за счет взвешивания частиц происходит естественная сортировка частиц по крупности и их дифференциация по неоднородности. Ширина зоны перемещения и сортировки наносов в условиях водохранилищ Беларуси составляет 2,0–5,0 м от границы уреза. Экспериментальные исследования в береговой зоне водохранилищ Заславской ГЭС, Дрозды и Петровицкое, выполненные при штормовых условиях (высота ветровой волны $h_{1\%} = 0,4–0,7$ м) с использованием наносоуловителей выявили наличие подвижного слоя наносов на поверхности отмели, что позволило получить зависимость для расчета расхода влекомых наносов в приурезовой зоне.

По результатам натурных экспериментов построены характерные эпюры распределения продольного вдольберегового Q_x и поперечного Q_y расходов наносов и равнодействующие значения расходов потока наносов в виде векторов R_{xy} в каждой зоне ветрового волнения (рис. 4) [3].

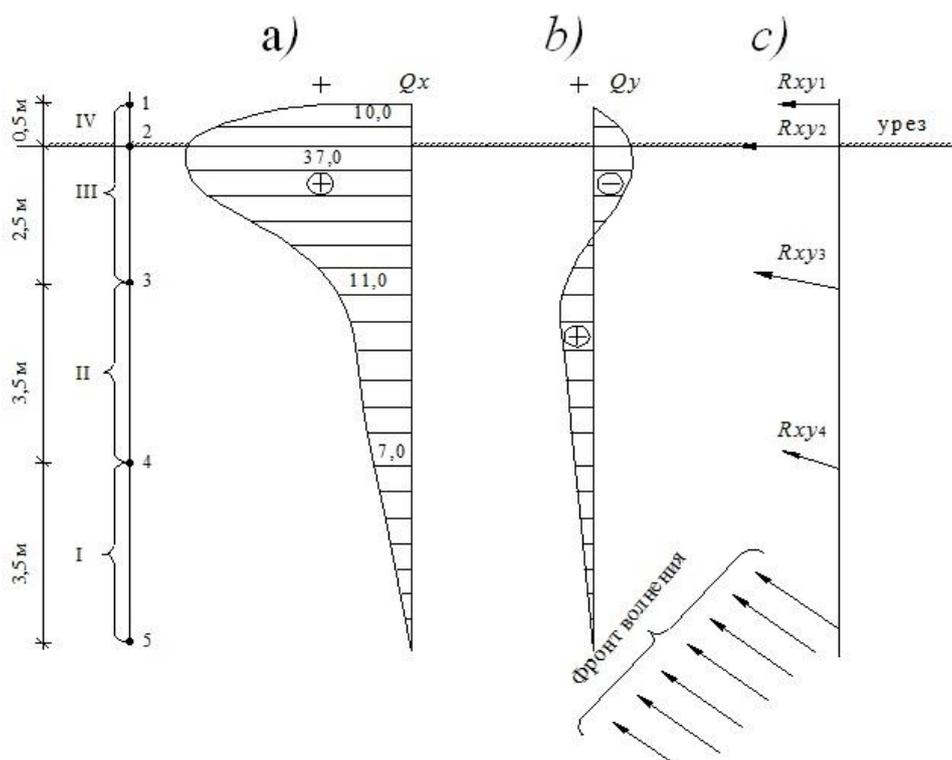


Рис. 4. Эпюры расходов наносов в береговой зоне аславского водохранилища, уч. 4

a) – вдольбереговая составляющая потока влекомых наносов; b) – поперечная составляющая вдольберегового потока наносов; c) – равнодействующие потока наносов в различных зонах волнения; 1, 2, 3, 4, 5 – точка установки наносоуловителей; I, II, III, IV – зона волнения

Экспериментально определен зависимость суммарного объема стока наносов (ΔQ_{xt}), приведенная к единичной ширине береговой отмели (l_x):

$$\Delta Q_{xt} = 0,137 * 10^{-5} l_x h_{1\%}^2 T n \quad (2)$$

где $h_{1\%}$ – высота волны 1% – ой обеспеченности, м, T – длительность безледного периода, сут., n – количество лет эксплуатации водохранилища.

Полученная зависимость может быть использована при укрупненной оценке заносимости приемных колодцев водозаборных сооружений. Зависимость применима для расчетных высот волн до 0,70 м и несвязных песчаных грунтов крупностью частиц не более $d_{50} = 0,1$ см.

Литература

- 1 Левкевич В. Е. Динамическая устойчивость берегов водохранилищ Беларуси / В. Е. Левкевич. – Минск: Право и экономика, 2015. – 307 с.
- 2 Левкевич В. Е. Динамика формирования берегов малых равнинных водохранилищ / В.Е. Левкевич. – Riga: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2018. – 149s.
- 3 Левкевич В. Е. Гидро - морфодинамика прибрежной зоны водохранилищ ГЭС Беларуси / В. Е. Левкевич. – Минск : Право и экономика, 2018. – 143 с.

УДК 556.5+556.3+33.9+551.451.8

ПРОБЛЕМЫ УСТОЙЧИВОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ В АРИДНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

Мурадов Ш.О., Тураев У.М.

Каршинский инженерно-экономический институт, МВ и ССО Узбекистана, г.Карши

Вода главнейший лимитирующий и стратегический природный ресурс развития аридных экосистем Мира. Решение вопросов водопользования стало важной и сложной научно-технической проблемой современности, «...к 2030 году глобальный дефицит водных ресурсов на планете достигнет 40%..., общемировое потребление воды к 2050 году возрастёт на 55%» [1]. В принятых 17 новых Целях для устойчивого развития до 2030 года (Саммит ООН, Нью-Йорк, 25-27 сентября 2015 г.) выделены задачи, также непосредственно относящиеся к данной проблеме, где отмечено: Цель 6. – Обеспечить наличие и рациональное использование водных ресурсов и санитарии для всех (www.un.org/sustainabledevelopment/ru/summit/).

С точки зрения концептуального направления национальной природоохранной политики, Узбекистан развивается в напряженной экономической, водохозяйственной и демографической и экологической обстановке [2]. И как прозорливо отметил академик Н.Р. Хамраев, «...вопросы водообеспеченности приобретают все большую значимость для устойчивого развития водоемких стран» [3].

Современные собственные водные ресурсы Узбекистана составляют 9,701 км³/год, с сопредельных территорий поступает 95,642 км³/год. За пределы республики уходит 47,562 км³. Сегодня Узбекистан, как и другие государства Средней Азии, сталкивается с необходимостью поиска путей предотвращения возникших водных проблем и, прежде всего, смягчения водного дефицита [4].

В сложившихся геополитических условиях на рубеже XXI века система водопотребления Узбекистана имеет устоявшуюся структуру. Как бы подытоживая вышеприведенные факты, профессор Ноттингемского университета С.О'Хара отметила, что в регионе существуют проблемы с управлением водными ресурсами. В прилегающих к Аралу странах необходима модернизация всей ирригационной системы, разработанной большей частью много лет назад («Народное слово». 19 октября, 2010 года. С. 2). Приоритетным направлением модернизации ирригации и дренажа в Узбекистане и других странах Средней Азии является реализация водосберегающих мероприятий и технологий. Причем, прежде всего, в сельхозпредприятиях. На внутрихозяйственные ирригационно-дренажные системы и полив приходится более 60% потерь оросительной воды [5].

С учетом всех сложившихся реалий было сформулировано определение водоустойчивости, под которым понимается развитие водного хозяйства в таком виде, в таких масштабах и темпах, которые обеспечат интегрированное управление водных ресурсов сегодня и в будущем. Иначе говоря, устойчивость любой экосистемы определяется водоустойчивостью, т.е. свойством водных ресурсов выполнять свои функции, которые определяются степенью оптимального обеспечения всех отраслей экономики сегодня и в

будущем независимо от всевозможных антропогенных, техногенных и природных воздействий.

Принципиально обращая внимание на данную проблему, президент АН Узбекистана академик Б.С.Юлдашев подчеркнул: «Вода для региона — это самая большая проблема. Для нас особенно большая проблема — это эффективное использование существующей воды и засоленность почвы» (из выступления на встрече с Президентом Узбекистана, 30.12.2016). Более 52% орошаемых земель республики подвержено вторичному засолению — деградация земель в результате антропогенной деятельности, в особенности, высокая минерализация поверхностных и грунтовых вод и засоление почв, как следствие нерационального использования орошаемых земель [6]. Принципиальные причины, вызывающие деградацию почв, многочисленны. Они сводятся к действию гидрологического, эрозионного, химического, радиологического и механического факторов. Из этих пяти причин отрицательного влияния антропогенного воздействия на почвы наименее изучена роль гидрологического фактора, определяющего возникновение разнообразных деградационных явлений [7]. И, как бы продолжая мысль, ученые подчеркивают, что главнейшим в мелиорации является улучшение гидрологических свойств почв и их режима [8]. Сегодня практически все исследования в области мелиоративных систем сосредоточены на выявлении воздействия на гидрологические свойства и качество воды. В постановлении Кабинета Министров Республики Узбекистан от 20.10.2018 г. N 841 «О мерах по реализации Национальных целей в области устойчивого развития на период до 2030 года», в целях сохранения и рационального использования водных ресурсов в интересах устойчивого развития, обеспечения их наличия и развития санитарии для всех, рационализации природопользования, государство должно предусмотреть решение следующих приоритетных задач: — К 2030 году существенно повысить эффективность водопользования во всех секторах экономики; обеспечить комплексное управление водными ресурсами на всех уровнях, в том числе при необходимости на основе трансграничного сотрудничества; обеспечить охрану и восстановление связанных с водой экосистем, в том числе гор, лесов, водно-болотных угодий, рек, водоносных горизонтов и озер.

Особенно вышеотмеченные требования актуальны для южных районов республики, являющиеся репрезентативными для всех аридных зон мира, включающих Кашкадарьинский и Сурхан-Шерабадский речные бассейны. По данным В.Е.Чуба [4], собственные водные ресурсы речного стока исследуемой территории составляют 5,102 км³/год (Кашкадарьинский — 1,414; Сурхан-Шерабадский — 3,692). Если учитывать, что в республике 1 км³ орошает в среднем 78,5 тыс. га (за 1991–1995 гг. [9]), то сток региона может обеспечить около 343 тыс.га, т.е. 40,74 % имеющейся орошаемой площади (по Кашкадарьинскому — 515,84; Сурхан-Шерабадскому — 326.0; по региону — 841,84 тыс.га или 19,62 % от республиканской). Объем переброски стока из рек Амударья и Зарафшан составляет 56% используемых на орошение водных ресурсов (9,24 км³). При этом объем дренажных сбросов составляет около 30% общего водозабора (2019).

Востребованность исследований по водостойчивости усугубляется тем, что на территории Р.Уз к 2015–2030 годам (по сравнению с 1961–1990 гг.) изменения температуры заключены в диапазоне 1,0–2,5°C [10]. Использование земельно-водных ресурсов и их качество в условиях изменения климата в территориальном разрезе является приоритетным направлением в социально-экономической и экологической политике РУз. [11].

В этом плане Президент Узбекистана Ш.М.Мирзиёев потребовал в ближайшее время представить комплекс предложений по улучшению положения дел в сфере экологии (Народное слово, 16.01.2017, с.2.). Иными словами, можно отметить, что уже давно назрела необходимость разработки районированных по отдельным природным зонам модернизированных технологий, позволяющих обеспечить водостойчивость аридных территорий.

В настоящее время назрела проблема детальной качественной и количественной оценки водно-земельных ресурсов с учетом техногенно-антропогенного фактора и

глобального изменения климата. Для решения этой проблемы впервые осуществлено районирование исследуемой территории по эколого–водохозяйственным факторам, анализ динамики, минерализации и метаморфизации химического состава природных вод, выявлены закономерности, а также разработаны научные основы комплексных технических решений (деминерализация вод, субиригация, мелиорация осолонцевания, технология повышения продуктивного испарения, способ борьбы с ирригационной и ветровой эрозией, сохранение энергии почв и др.) для применения в идентичных аридных экосистемах Мира.

Однозначно, не надо ждать ренатуризации водно-земельных ресурсов. Обобщая все высказывания, авторами избран комплексный экспериментально-теоретический подход в решении проблем, который получил название «водоустойчивые технологии и способы» (ВУТС)». Поэтому научно-практическое обоснование гидрологических, в том числе гидрогеологических, процессов в аридных экосистемах, с целью повышения водоустойчивости всех отраслей экономики, на основе классических методов анализа, приобретает особую важность.

Литература

- 1 Новый доклад ООН: Вода и устойчивое развитие. (WWAP, WWDR) 2015. www.unesco.org.
- 2 Концепция устойчивого развития Республики Узбекистан// Одобрено национальной Комиссией РУз по устойчивому развитию 14 декабря 1998 г. Ташкент, 1998. 13 с.
- 3 Хамраев Н.Р. Когда расцветает земля/ Отв. ред. С.Р. Ризаев. Ташкент: Sharq, 2010. 144 с.
- 4 Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Р. Узбекистан. Ташкент: НИГМИ, 2007. 132 с.
- 5 Михайлов В. Определение эффективности внутрихозяйственного ирригационного водосбережения // O‘zbekiston qishloq xo‘jaligi. Ташкент: 2004. № 2. С. 21–22.
- 6 Чуб В.Е., Торьяникова Р.В. Глобальные экологические конвенции: стратегические направления действий по развитию потенциала. Ташкент: Узгидромет, 2006. – 84 с.
- 7 Зайдельман Ф.Р. Деградация мелиорируемых почв и их защита// Мелиорация и водное хозяйство. М.: 2009. № 3. С. 32–36.
- 8 Попов В.А. Продовольственная обеспеченность: проблема генной инженерии или инженерной мелиорации// Мелиорация и водное хозяйство. М.: 2007. №3. С. 14–16.
- 9 Антонов В.И. Водные ресурсы Узбекистана как часть общих водных ресурсов бассейна Аральского моря и их использование в современных условиях и в перспективе – В кн.: Водные ресурсы, проблема Арала и окружающая среда. Ташкент: ТашГУ, 2000. С. 19–39.
- 10 Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природноресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент: САНИГМИ, 2000. 252 с.
- 11 Первое Национальное сообщение по Рамочной Конвенции ООН по проблемам изменения климата: В.Е.Чуб, Т.А.Ососкова. Ташкент: Главное Управление по гидрометеорологии при Каб.Мин. Р.Узб., 1999. 123 с.

УДК 502/504: 541.4: 551.495: 631.413.3

ТЕХНОЛОГИЯ УПРАВЛЕНИЯ УРОВНЕМ ЗАЛЕГАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Мурадов Ш.О., Турдиева Ф.А., Эшанкулов Р.А.

Каршинский инженерно-экономический институт, МВ и ССО Узбекистана, г.Карши

В настоящее время проблема рационального природопользования, и в частности водопользования, в аридных регионах представляется более сложной, чем это было несколько десятилетий назад [1]. В водохозяйственном комплексе особая роль должна принадлежать водооборотным технологиям, которые являются одним из инструментов решения основной задачи интегрированного управления (комплексного использования) водных ресурсов. В ирригационно-мелиоративном мероприятии (по В.Р.Вильямсу и

А.Н.Костякову) это усиление биологического и замедление геологического круговорота воды и химических веществ [2]. Одним из источников экономии водных ресурсов является использование при соответствующих технико-экономических обоснованиях грунтовых вод для подпитки растений. Технология полуводооборотного мелиоративного цикла включает три стадии: «орошение – накопление грунтовых вод – увлажнение», является полузамкнутым процессом, что позволяет часть стока из большого геологического круговорота направлять в малый биологический круговорот.

Поверхностный сток и подземные воды образуют единый комплекс природных водных ресурсов. Однако, несмотря на провозглашенный принцип единства природных вод, они изучаются, оцениваются и эксплуатируются, как правило, как самостоятельные источники водоснабжения [3]. Поэтому регулирование взаимосвязи поверхностных и подземных вод, их комплексное использование играет определяющую роль в обеспечении благоприятной экологической обстановки на орошаемых землях. Для этой цели в первую очередь необходимо сократить или исключить инфильтрационное питание грунтовых вод, т. е. создать и поддерживать в почвах определённое соотношение влаги и тепла [4].

Для повышения водоустойчивости орошаемых земель одним из резервов являются грунтовые воды. Однако эффективное их использование сдерживается отсутствием технических решений по регулированию стока в открытых сетях. В основном эти проблемы рассматривались при использовании дренажного стока на переувлажненных осушаемых землях в гумидной зоне. Здесь все большее применение находят осушительно-увлажнительные системы с использованием, когда это необходимо, дренажного стока на орошение. В аридной зоне новым поколением являются оборотные мелиоративно-увлажнительные системы двойного регулирования.

Мировой опыт водохозяйственных работ и наши многолетние региональные исследования (1975–2019) подтверждают, что внедрение модернизированных способов регулирования стока позволяет управлять грунтовыми водами, способствующими внедрению субиригации, и тем самым улучшить мелиоративно-гидрогеологические условия, водообеспеченность орошаемых земель и, главное, уменьшить интенсивность геологического и увеличить биологический круговорот воды и веществ. Ещё в 1970 г. Н.Н.Веригин и Г.К.Асланов отмечали, что целесообразно создавать подъем уровня до нижней части корнеобитаемого слоя и осуществлять, таким образом, подземное орошение земель (субиригации) [5]. Это и есть адаптивно-модернизированная мелиоративно-гидрогеологическая технология повышения водоустойчивости орошаемых земель.

Системы двойного регулирования (субиригации) в аридной зоне необходимо осуществлять при пресных грунтовых водах. Уровень их не следует понижать. Наоборот, при таких условиях идет луговой процесс, сопровождающийся накоплением гумуса и улучшением структуры почв. Потребность в оросительной воде в этих случаях снижается в 1,5 – 2 раза. Технико-экономический анализ показал, что при гидрокарбонатном типе засоления почв, без дополнительных профилактических мероприятий, применение субиригации возможно на землях с минерализацией грунтовых вод – 1,5 г/л, а при сульфатном – 2,0 г/л [6]. По достижении грунтовыми водами мелиорируемой территории и минерализации $\leq 2-3$ г/л целесообразно начать сокращение оросительных норм и числа поливов за счет субиригации. При опресненности грунтовых вод до 3г/л в толще водоносный горизонт 8–10 м субиригация может составить примерно 50–60% суммарного водопотребления хлопчатника, люцерны. Наземные оросительные нормы можно сократить при этом до 1–3 тыс. м³/га. Отдельные исследователи, например, М.Иброхимов, Р.Ишчанов и Х.Жаббаров [7], С.Исаев [8], Б.Суванов, Ж.Машарипов [9] рекомендуют использовать субиригацию при минерализации ГВ до 3г/л, а Е.Койбакова [10] – до 7 г/л. При среднем уровне грунтовых вод, на супесчаном и песчаном полях, около 1,4 м и 0,7 м, величина подпитки из грунтовых вод составила 12–47% от водопотребления культуры [11]. По исследованиям С. Исаева в Центральной Фергане, за счет полива методом субиригации урожайность хлопка увеличилась на 1,5–3 ц/га, число поливов уменьшилось в 1,5 раза и

более [12]. Опыты в Кашкадарьинской области (Касбинский район) определили экономию оросительной нормы, которая составила 3150 м³/га и повышение урожайности хлопчатника на 7 ц/га [8]. В Хорезмской области при слабозасоленных грунтовых водах двойное регулирование ГВ позволило уменьшить оросительную норму в 1,2–1,5 раза и повысить урожайность хлопчатника на 6–13 ц/га [13].

Перспективность субиригации обосновывается многими учеными и специалистами. Ф.Караджи, В.Мухамеджанов, Ф.Вышпольский убедительно подчеркивают, что применение подпорных сооружений неизбежно повысит водообеспеченность орошаемых земель (особенно в маловодные годы) за счет увеличения расхода подземных вод на субиригацию.

Как отмечают А.Каримов, К. Мирзаджанов и С.Исаев, дренажно-сбросные воды представляют значительный объем в Центрально-Азиатском регионе. С одной стороны, это связано со значительными площадями орошаемых земель, более 7.0 млн га только в бассейне Аральского моря, с другой – неэффективностью ирригационных систем, в результате чего только 30–35% воды, забранной из источников, расходуется продуктивно. Около 40% воды, забранной из источников, участвует в формировании дренажно-сбросных вод. Учитывая объемы этих вод, следует признать, что проблема продуктивной утилизации этих стоков является весьма актуальной [14].

Ещё прозорливее утверждают А.П.Айдаров и А.И.Голованов [15]: «Строительство коллекторно-дренажных систем, обеспечивая поддержание уровня грунтовых вод на необходимой глубине, одновременно играет отрицательную роль, так как резко увеличивает интенсивность геологического круговорота и геохимической миграции». Как бы дополняя эту мысль, А.Сапаров и Ф.Вышпольский отмечают, что параметры ирригационных систем должны предусматривать, не только вымыв солей, но и накопление органо-минеральных соединений в почвах за счет усиления малого биологического круговорота веществ [5].

Это ещё в большей степени требует модернизации дренажной сети. Анализ мелиоративно-гидрогеологических условий Узбекистана показал, что на орошаемых землях республики возможно внедрение субиригации, это Ферганская долина, Ташкентская, Самаркандская, Кашкадарьинская и Сурхандарьинская области. Исследования показали, что наиболее благоприятными условиями для этого обладают Верхние Эколого-водохозяйственные районы Узбекистана – районы пресных грунтовых вод (сазовая зона).

Как показал анализ динамики ГВ региона, наблюдается иссушение зоны аэрации (почвенная засуха), водообеспеченность этих районов в маловодный год (1925, 1926, 1927, 1941, 1986, 2000, 2001, 2011, 2016, 2018) колеблется в пределах 52–67%. Идентична картина истощения ГВ, понижение их уровня наблюдается во многих странах мира, прежде всего в Индии, Ливии, Саудовской Аравии, США. В Северном Китае произошло понижение уровня ГВ более чем на 30 м на территории, где проживает свыше 100 млн человек. Определено, что 10% мирового урожая зерновых производится с использованием ГВ [16].

Мы придерживаемся того мнения, что в ряде районов снижение уровней грунтовых вод и уменьшение объёма испарения может привести к нежелательным изменениям общих ландшафтных условий. По рекогносцировочным обследованиям (1975 – 2018) верхнего и среднего ЭВХР установлено резкое высыхание отдельных садов и виноградников, основной причиной которого является уменьшение водообеспеченности, понижение уровня ГВ ниже критического интервала, что привело к ухудшению мелиоративно-гидрогеологических условий зоны аэрации.

Учитывая практику гиперирригации прошлых лет, пресный характер грунтовых вод и превалирование сульфатных солей в ГВ верхних и средних районов юга Узбекистана, в целях экономии водных ресурсов, регулирования водно-воздушного и водно-солевого режимов и улучшения мелиоративно-гидрогеологических условий орошаемых земель, считаем необходимым мероприятием внедрение субиригации путем сооружения модернизированных устройств для регулирования стока с учетом рельефа, водохозяйственных и мелиоративно-гидрогеологических условий, каскада сооружений.

Термин и первые конструкции водооборотных осушительно-увлажнительных систем, как отмечает К.В.Губер [17], предложены И.В.Минаевым (1977).

Регулирование стока поверхностных вод с целью рационального их использования в значительной степени исследовано. В то же время вопросы управления подземным стоком, химическим составом и режимом подземных вод разработаны еще недостаточно. Это зачастую приводит к крупным просчетам в гидромелиоративном строительстве.

Предлагаемое устройство для регулирования дренажного стока, устанавливается на основе расчета и включает в себя регулирующий орган, выполненный в виде порога с продольными прорезями, отличающимися тем, что с целью обеспечения саморегулирования стока, суммарная площадь прорезей уменьшается по глубине.

Многолетними исследованиями А.Шольца (1966) на песчаных почвах с коэффициентом фильтрации 13–17 м/сут в Германии установлена зона эффективного подпора при шлюзовании, равная 200 м.

Таким образом, можно осуществлять управление (менеджмент) поверхностными и подземными, в частности грунтовыми, водами. Лучше, чем Эрик Эрикссон и Сиверт Йоханссон, наверное, не скажешь, разведывание, использование и управление грунтовыми водами – постоянные процессы, обеспечивающие потребности в воде настоящего и будущих поколений и исправляющие ошибки прошлого (2000).

На примере реки Кашкадарья выявлено, что в нижней части по многолетним данным (1938-2014) гидропоста Больничный (ныне Карши) в невегетационный период сток составляет около 200 млн. м³. Они сбрасываются в пустыню Кизилкум через акведук Аму-Бухарского канала, где образуются временные искусственные озера и загрязняют окружающую среду. Помимо этого, эти холостые сбросы усиливают русловую эрозию.

Следует отметить, что регулирование стока рек и оросителей в этих районах необходима не только для улучшения мелиоративно-гидрогеологических условий, повышения водообеспеченности сельскохозяйственных культур, но и для полного осуществления процесса ирригации через гипер – и субирригацию, увеличения биологического и уменьшения геологического круговорота веществ (Подобные устройства [18,19] построены на дрене Акрабат (1990 г.) и канале Айрум (2012) при поддержке ПРООН проект УКРУ). Данные устройства рекомендуются сооружать на речной и ирригационно-мелиоративной сети с целью управления грунтовыми водами как элемент интегрированного управления водными ресурсам для адаптации к изменению климата.

Многолетние исследования (1975-2019) подтверждают, что в связи с изменением климата сопровождающийся учащенными засухами как атмосферы, так и почвы (ожидается, что в следующие 50 лет температура в Узбекистане повысится на 2-3 градуса, William R., Sutton, Jitendra P., Srivastava and James E. Neumann, 2013) появилась необходимость устраивать идентичные сооружения для регулирования уровня залегания грунтовых вод не в единичном, а в каскадном порядке.

Резюмируя, следует считать, что внедрение устройств в аридных районах мира необходимо для улучшения мелиоративно-гидрогеологических и геоэкологических условий, рационального использования водных ресурсов и для увеличения биологического и уменьшения геологического круговорота воды и химических веществ.

Литература

- 1 Савельев В.Ю. Экологический менеджмент. – М.: Логос, 2001. – 126 с.
- 2 Пыленок П.И. Обоснования водооборотных мелиоративных технологий // Сб. науч. трудов ВНИИГиМ РАСХН. – Рязань, 2004. – С. 148.
- 3 Данилов-Данильян В.И., Хранович И.Л. Управление водными ресурсами. Согласование стратегий водопользования. – М.: Научный мир, 2010. – 232 с.
- 4 Парфенова Н.И., Исаева С.Д., Рыбина Н.Н., Бондарик И.Г. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод при мелиорации и экологическая устойчивость природных систем // Мелиорация и водное хозяйство. – Москва, 2009. – № 5. – С. 35 – 38.

- 5 Веригин Н.Н., Васильев С.В., Куранов Н.П., Саркисян В.С., Шульгин Д.Ф. Методы прогноза солевого режима грунтов и грунтовых вод / Под ред. Веригина Н.Н. – М.: Колос, 1979. – 336 с.
- 6 Осушительно-увлажнительная мелиоративная система: патент РФ № 2233075, ПМК А01G / П.И.Пыленок, В.В. Бородычев, А.М. Салдаев. № 2003104219/12; заявл.12.02.2003; опубл. 27.07.2004.
- 7 Исаев С. Закбур суви ва субиригация// O'zbekiston qishloq xo'jaligi. – Тошкент, 2007. – № 6. – С. 21.
- 8 Исаев С., Ражабов Т. Такирсимон тупроклар шароитида субиригация усулида суғрилганда ғўза ҳосилдорлигига таъсири// O'zbekiston qishloq xo'jaligi. – Тошкент, 2008. – № 3. – С. 11 – 12.
- 9 Суванов Б., Машарипов Ж. Ғўзани субиригация усулида суғориш // O'zbekiston qishloq xo'jaligi. – Ташкент, 2008. – № 12. – С. 14.
- 10 Койбакова Е. Оросительные нормы при орошении водой повышенной минерализации// Материалы международного семинара ИКАРДА. – Тараз, ИЦ АКВА, 2002. – С. 110 – 118.
- 11 Крылов М.М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. – Ташкент, АН РУз, 1959. – 236 с.
- 12 Исаев С. Субиригация// O'zbekiston qishloq xo'jaligi. – Тошкент, 2007. – № 1. – С. 12.
- 13 Джалилова Т., Маткаримов Ж. Изучение влажностного режима почв при двойном регулировании в целях экономии воды в условиях Хорезмского оазиса // O'zbekiston qishloq xo'jaligi. Ташкент, 2008. № 3. – С. 38 – 40.
- 14 Караджи Ф., Мухамеджанов В., Вышпольский Ф. Совместное использование поверхностных и грунтовых вод на орошение – стратегия преодоления засоления почв и дефицита воды // Материалы международного семинара ИКАРДА. – Тараз: ИЦ «АКВА», 2002. – С. 28 – 38.
- 15 Айдаров И.П., Голованов А.И. Мелиорация земель в России: Научное обоснование, современный подход// Мелиорация и водное хозяйство. – Москва, 2005. – №5. – С. 22 – 27.
- 16 Пыленок П.И., Бородычев В.В., Салдаев А.М. Осушительно-увлажнительная мелиоративная система// Государственное патентное ведомство РФ. Свидетельство № 2233075. 27.07.2004.
- 17 Гранат О., Магнуссон К., Мальмквист И. Менеджмент грунтовых вод. В кн.: Менеджмент речного бассейна. – Минск: Технопринт, 2000. – Т.3. С. 97 – 112.
- 18 А.С. 990952. Устройство для регулирования дренажного стока / Валуконис Г.Ю., Мурадов Ш.О. // 1980.
- 19 А.С. 1656053. Устройство для регулирования дренажного стока / Мурадов Ш.О., Валуконис Г.Ю. и др. // 1987.

УДК 551.4; 551.79

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ УЩЕЛИЙ

Несмеянов С.А., Воейкова О.А.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Москва, Россия

В ущельях горных рек, как правило, трудно обнаружить даже отдельные следы террасирования, а тем более установить строение всего террасового ряда. Но история их формирования может быть актуальна при различных исследованиях, в том числе инженерно-геологических, геоэкологических, археологических и др. Примером может служить необходимость оценки возраста пещер с палеолитическими стоянками и т.п.

Данная задача решается путем сопоставления террасовых образований ущелья с террасовым рядом ближайшей крупной долины или более удаленной долины, на террасовый

ряд которой опирается местная стратиграфическая схема. Возрастное расчленение рельефа с выявлением строения террасовых рядов долин и водоразделов является одной из основных задач оротектонического метода, который предполагает создание сети геоморфологических профилей орогена, включающей основные стратотипы и учитывающей неотектоническое районирование, которое определяет деформации выделяемых геоморфологических уровней [1]. При этом обычно приходится решать ряд общих и частных проблем.

Схема строения террасового ряда в горных областях может быть сложной. Обычно в тылу долины располагается подзона “русловой лестницы”, наиболее протяженная у водотоков с относительно слабой эрозионной активностью. Возраст ступеней этой “лестницы” определяет время консервации соответствующего отрезка долины, когда в нем прекращается существенная глубинная эрозия. На границе с впадиной часто наблюдаются “террасовые ножницы”. Ущелистые участки долин связаны, как правило, с горстами, а полные террасовые ряды — с расширениями в пониженных структурных ступенях и локальных впадинах. В ущельях законсервированными могут быть протяженные верховья с такими пещерными стоянками древнего человека как известная стоянка Тешик-Таш [2].

При датировке неоплейстоценовых террасовых образований в активных оргенах типа Тянь-Шаня и Кавказа традиционно фиксируются четыре разномасштабных по глубине и ширине эрозионных врезов последовательные группы высоких, средних, низких и прирусловых террас. Группы низких и средних террас обычно двучленны, но возможно и более дробное их “расщепление”. Важно учитывать разновозрастность основных рубежей Общей стратиграфической шкалы неоплейстоцена и реальных эрозионно-аккумулятивных циклов, формирующих террасы. У таких циклов начальные фазы активизации глубинной эрозии отвечают регрессивным стадиям морей и ледниковым стадиям, а подразделения Общей стратиграфической шкалы начинаются с межледниковых и трансгрессивных стадий. Поэтому индексация их различна. Для упомянутых групп террас используются индексы Q_1 , Q_2 , Q_3 и Q_4 , отражающие последовательность их формирования, а для неоплейстоценовых подразделений Общей шкалы — индексы: Q_I , Q_{II} , Q_{III} и Q_{IV} . Общая шкала неоднократно менялась. Ныне четвертичный период включает: голоцен ($Q_{IV} = 0-0.0117$ млн. лет), неоплейстоцен (0.781-0.0117), эоплейстоцен ($Q_E =$ калабрий с датировкой в интервале 0.781-1.8) и палеоплейстоцен ($Q_P =$ гелазий в интервале 1.8-2.6 млн. лет).

В качестве иллюстрационного объекта ниже рассматриваются фрагменты магистральной долины р. Баксан и ущелья ее правого притока Фандуко на северном склоне Центрального Кавказа. На левом борту этого ущелья расположена пещера с палеолитической стоянкой Сарадж-Чуко [3]. Целью исследования является определение возраста возникновения пещерной полости.

Водораздел Баксана и Фандуко сложен 250-метровой вулканогенной Нижнечегемской толщей, с датировками в интервале от 3.7 ± 0.6 до 2.1 ± 0.2 млн. лет. Поэтому водораздельный геоморфологический уровень может быть палеоплейстоценовым, а первый эрозионный врез в этот водораздел рассматриваемых долин — эоплейстоценовым [4].

Террасы р. Баксан изучались на значительном расстоянии [5]. Но исходная схема потребовала доработки, поскольку опиралась на группировку террас по высоте, без учета локальных террас врезывания и мощности покровных отложений. Применение стратиграфо-геоморфологического подхода с выделением разномасштабных комплексов эрозионных циклов позволило несколько уточнить первоначальную схему (рис. 1).

Выделенные здесь разновозрастные региональные террасы по глубинам своих эрозионных врезов определенно группируются в разномасштабные террасовые комплексы. Эти комплексы различаются и морфологически, формируя водораздел (Сармаковский комплекс), приводораздельный (Кубинский комплекс) и основной (Малкинский комплекс) склоны, а террасы Кызбурунского комплекса образуют здесь широкое днище долины р. Баксан, сопровождаемое узким и неглубоким врезом прируслового (“Голоценового”) комплекса.

Этот четкий террасовый ряд Баксана наблюдается только на его левобережье. На правобережье присутствие локальных разрывов и флексур не позволяет дать прямое графическое сопоставление террасовых рядов Баксана и Фандуко. Приходится опираться на сопоставление комплексов террас, учитывая, что суммарная глубина эрозионного вреза р. Фандуко более чем в 2,5 раза меньше подобной глубины р. Баксан.

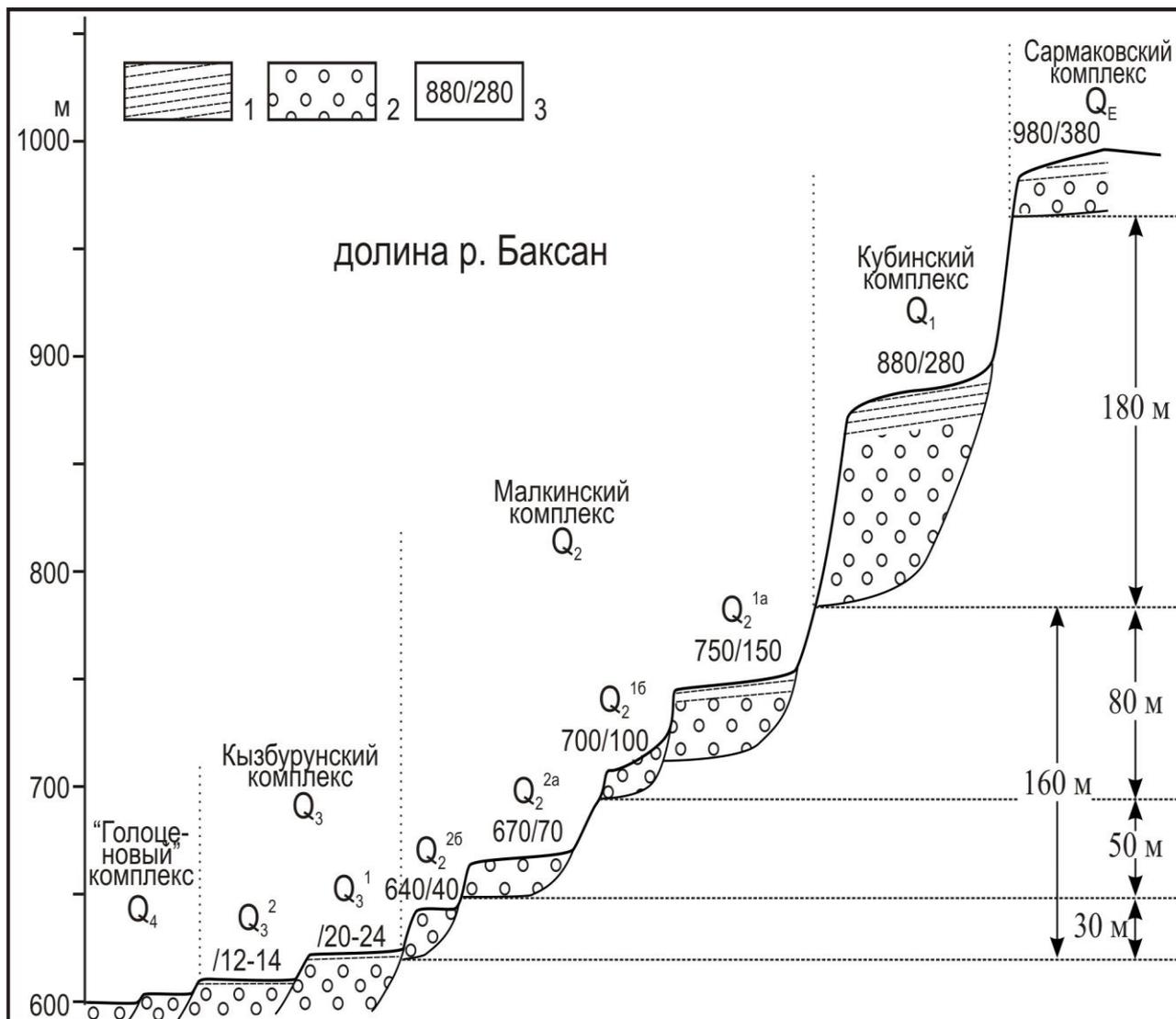


Рис. 1. Принципиальная схема террасового ряда магистральной долины р. Баксан у с. Заюково

1 - покровные отложения, 2 - аллювиальные отложения, 3 - абсолютные/относительные высоты террас.

Большая крутизна левого борта ущелья Фандуко, где находится грот Сарадж-Чуко, не позволила составить здесь ее профиль с помощью геодезических измерений. Такие измерения доступны только в прирусловой части этого склона, на водоразделе и в районе локального притока данной долины. Дополнительный материал получен с помощью двух профилей GPS-измерений. Суммирование всех полученных результатов геодезических и GPS измерений позволяет наметить основные перегибы склона, отвечающие днищам эрозионных палеоврезов, т.е. основным геоморфологическим (террасовым) уровням на высотах примерно 40, 60, 95 и 135 м над руслом р. Фандуко (рис. 2).

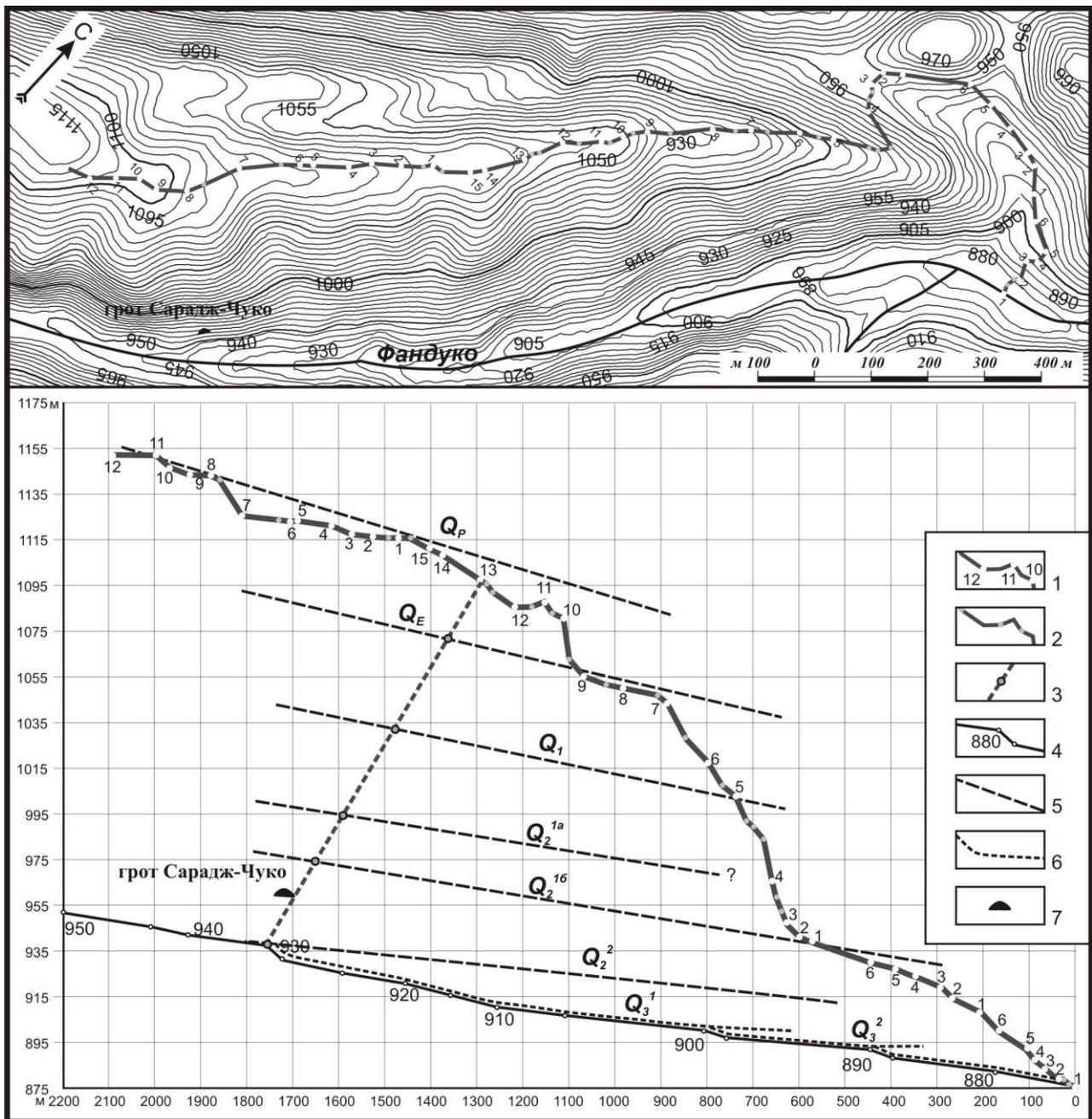


Рис. 2. Корреляция геоморфологических уровней водораздела и левобережья ущелья р. Фандуко в районе грота Сарадж-Чуко

1-2 — линия геодезического хода: 1 — с точками теодолитных станций, 2 — с промежуточными точками; 3 — суммарный поперечный профиль геодезических и GPS-измерений с точками геоморфологических уровней; 4 — профиль русла р. Фандуко по данным топографической карты; 5-6 — корреляционные линии разновозрастных геоморфологических уровней: 5 — по геодезическим и GPS измерениям, 6 — по перегибам русла р. Фандуко; 7 — грот Сарадж-Чуко.

На профиле видно, что Кубинский (Q_1) эрозионный врез в долине р. Фандуко глубже Сармаковского (Q_E) — 40 м против 25 м. Это, очевидно, отражает ускорение орогенических воздыманий, характерное для начала неоплейстоцена [1]. Ниже, как и в долине р. Баксан, наблюдается сдвоенный врез ранней части Малкинского террасового комплекса ($Q_2^{1a,6}$), а еще ниже располагается крупный врез, в котором находится грот Сарадж-Чуко. В продольном профиле русла р. Фандуко наблюдаются перегибы, характерные для

“законсервированных” верховьев рек, русла которых последовательно спускаются с более древнего уровня на более молодой. Корреляция этих молодых геоморфологических уровней показывает, что их глубины существенно меньше глубин более древних врезов. Такие соотношения характерны для образований Малкинского и Кызбурунского террасовых комплексов.

Следовательно, эрозионный врез, в котором располагается грот, относится к молодому элементу Малкинского террасового комплекса (Q_2^2). Соответственно, встречающиеся в районе грота Сарадж-Чуко маломощные молодые аккумулятивные террасовые и склоновые образования располагаются на незначительно переуглубленном эрозионном врезе поздней части Малкинского комплекса (Q_2^2).

Поскольку устье грота Сарадж-Чуко находится на относительной высоте 26 м (высота нулевой линии археологической документации в гроте), он располагается в средней части поздне-Малкинского (Q_2^2) эрозионного вреза, имеющего глубину около 40 м.

Расчленение неоплейстоцена обширного региона Предкавказья, в котором находится р. Фандуко, опирается на корреляцию с фаунистически охарактеризованным террасовым рядом р. Подкумок [5]. Но такая корреляция определяют только самые общие возрастные рамки выделяемых террасовых комплексов. Поэтому для получения более детальных абсолютных датировок необходима межрегиональная корреляция, например, с комплексным террасовым рядом Западного Кавказа [1,6]. В последнем речные террасовые ряды северного и южного склонов Большого Кавказа сопоставлены с морским террасовым рядом Черного моря и на основании всего комплекса местных и корреляционных материалов получили более определенную абсолютную возрастную датировку (табл. 1).

Таблица 1. Абсолютный возраст и продолжительность этапов рельефообразования

Этапы рельефообразования						Возрастные индексы	Возраст рубежей	Продолжительность этапов рельефообразования	
Центральный Кавказ		Западный Кавказ							
Баксанский район		Северный склон		Южный склон		тысячи лет			
“Голоценовый” Q_4		Кубанский		Молдовско-Новоэксинский		Q_4		15-20	
Кызбурунский Q_3	Q_3^2	Гирейский	Майкопский	Хостинский	Роцинско-Агойский	Q_3	Q_3^2	60-70	
	Q_3^1		Вюшатский		Воронцовско-Шахейский		Q_3^1	110-120	
Малкинский Q_2	Q_2^2	Гулькевичский	Хаджохский	Мзымтинский	Липниковско-Ашейский	Q_2	Q_2^2	150-200	
	Q_2^1		Курджипский		Голицинско-Пшадский		Q_2^1	300-400	
Кубинский Q_1		Воздвиженский		Монастырско-Чаудинский		Q_1		700-800	
Сармаковский Q_E		Эоплейстоценовый (“апшеронский”)				Q_E		1 800	
								400	
								250 (200-300)	
								60 (40-80)	
								200 (150-200)	
								50	
								50	

В качестве возраста грота в данном случае учитывается время вскрытия речной эрозией подземной пещерной полости. Этот возраст, очевидно, может рассматриваться как максимально ранний для освоения грота древним человеком. Соответственно, эрозионно-аккумулятивный цикл, вскрывший погребенную пещерную полость грота Сарадж-Чуко, заключен в интервале от 150-200 тыс. лет до 110-120 тыс. лет назад. Это вскрытие произошло в середине эрозионной фазы данного цикла, охватывающей обычно от 1/4 до половины продолжительности цикла [1]. Малая мощность водотока р. Фандуко свидетельствует в пользу максимальной продолжительности этой эрозионной фазы, развивавшейся примерно до 135 тыс. лет назад. Поскольку устье грота Сарадж-Чуко расположено в середине данного эрозионного вреза, можно допустить, что вскрытие речной эрозией первичной пещерной полости произошло не позднее интервала 145-140 тыс. лет назад. Необходимо также учесть определенное время, необходимое для окончательного

формирования полости грота. Это формирование включает зафиксированные в гроте следы обрушения свода, десквамации и пещерно-аллювиальной эрозии, активизировавшиеся под начавшимся воздействием атмосферных факторов. Тем не менее, выявленное в настоящее время начало заселения данного грота, оцениваемое по археологическим данным интервалом от 100 до 70 тыс. лет назад [3], произошло несколько позже его проявления и оформления в рельефе. Не исключена, следовательно, вероятность обнаружения следов более раннего посещения человеком данного грота. В палеоэкологическом отношении проведенные исследования показывают, что строение долины р. Фандуко в районе стоянки Сарадж-Чуко практически не менялось, начиная с конца Малкинского этапа (Q_2^2), т.е. стабилизировалось еще до начала заселения грота.

Таким образом, приведенные выше материалы показали, что применение оротектонического метода позволяет предложить методику выявления этапов формирования горных ущелий. Выяснено, что изучение террасового ряда ущелистых долин, как правило, не должно ограничиваться единичным поперечным сечением. Надежные результаты могут быть получены при обследовании нескольких подобных сечений, дополненных анализом продольного профиля русла и водораздела. В идеале целесообразно изучить весь интервал ущелистой долины от исследуемого объекта вниз по реке до выхода ее из ущелья (до устья ущелья). Рассмотренный комплекс геолого-геоморфологических и корреляционных исследований может эффективно использоваться при изучении истории формирования ущелистых речных долин в активных орогенах типа Кавказа и Тянь-Шаня.

Литература

- 1 Несмеянов С.А. Оротектонический метод. М.: ООО “Миттель Пресс”. 2017. 376 с.
- 2 Ранов В.А., Несмеянов С.А. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии Душанбе: “Дониш”. 1973. 162 с.
- 3 Дороницева Е.В., Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Недомолкин А.Г., Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Мурый А.А., Поплевко Г.Н., Иванов В.В., Корзинова А.С., Цельмович В.А., Блэквелл Б.А.Б., Кази М.Ф., Хуанг К.Л.К., Сингх И.К.С., Волков М.А., Трегуб Т.Ф., Шекли М.С., Спасовский Ю.Н. Грот Сарадж-Чуко в Приэльбрусье (Результаты междисциплинарных исследований 2017-2019 гг.) Санкт-Петербург: Издательство РИПОЛ классик. 2020. 408 с.
- 4 Несмеянов С.А., Воейкова О.А. Локальные неотектонические перестройки структур в орогене Северного Кавказа // Геоэкология. 2019. № 2. С. 3-12.
- 5 Рейснер Г.И., Богачкин Б.М. Стратиграфия и тектоника антропогена Центрального Предкавказья. М.: ИФЗ. 1989. 196 с.
- 6 Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра. 1992. 254 с.

УДК 556.341:550.461

РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА БАССЕЙНОВ РЕК НАРЫН-КАРАДАРЬЯ-СЫРДАРЬЯ

Тузова Т.В.¹, Адылова М.А.², Зорий П.³

¹ *Институт водных проблем и гидроэнергетики (ИВПиГЭ) НАН, г.Бишкек, КР*

² *Член Ассоциации женщин ЦА и Афганистана по водным проблемам (CAAWWA)*

³ *Safety and Radiation Protection/Research Center Juelich, 52428 Germany*

Введение. От качества вод основных водных артерий ЦА – рек Амударья и Сырдарья зависят условия жизнедеятельности региона в целом. Одним из критериев радиологической безопасности вод является содержание урана в них, изучению которого посвящена данная работа. Еще в середине прошлого столетия было обнаружено, что поверхностные воды этих

рек четко отличаются как по общему содержанию урана, так и по соотношению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ [6]. Причины этих отличий не выяснились, но благодаря им удалось оценить основные этапы истории Аральского моря в верхнем голоцене и определить его абсолютный возраст. Исследованиями последних лет подтверждено, что содержание урана в водах Сырдарьи заметно выше, а величина изотопного сдвига ниже, чем в водах Амударьи [2]. Выяснению причин этих различий также посвящено данное сообщение.

Объекты исследований. Изучаемая территория относится к Срединному Тянь-Шаню, куда входят хребты, обрамляющие Ферганскую и Нарынскую впадины. По гидрогеологическим условиям исследуемый район представляет собой систему 7-многочисленных артезианских бассейнов во впадинах [7]. Особенность территории заключается в отсутствии благоприятных условий для накопления значительных объемов подземных вод из-за глубокой расчлененности рельефа и небольшой мощности четвертичных отложений [8]. В протерозойских и палеозойских гранитных интрузиях, а также в породах терригенной и карбонатной формаций развиты воды открытой трещиноватости. Источниками поверхностных вод являются ледники, атмосферные осадки воды, выклинивающиеся из горных массивов [9].

Основной водной артерией исследуемого района является р. Нарын, которая образуется от слияния Большого и Малого Нарына. Большинство ее притоков ледниково-снегового типа питания, наиболее крупные из них: Ат-Баши, Ала-Буга, Чичкан, Узун-Ахмат, Кара-Су. При выходе в северо-восточную часть Ферганской долины после слияния Нарына с Карадарьей образуется Сырдарья.

Карадарья имеет ряд довольно крупных притоков: Кара-Кульджа, Яссы, Тентек-Сай, Кугарт, Куршаб, Ак-Бура. В Ферганскую долину с окружающих хребтов стекают реки, относящиеся к бассейну Сырдарьи, но до нее не доходящие, поскольку полностью разбираются на орошение (Падыша-Ата, Гавасай, Исфайрамсай, Шахимардан, Сох, Исфара, Ходжабакирган, Ак-Суу, Араван).

Практически весь водный сток Сырдарьи формируется в горной части бассейна. Питание преимущественно снеговое, в меньшей мере ледниковое и дождевое. Основной вклад в сток Сырдарьи вносят Нарын (36%), Карадарья (11%), реки Ферганской долины (25%), а ниже Чирчик (20%) [9]. В зоне транзита минерализация реки возрастает вниз по течению. Так, в створе кишлака Каль величина средней годовой минерализации Сырдарьи удваивается по сравнению с минерализацией воды р. Нарын. К поселку Надеждинский минерализация возрастает еще на 20 % [10].

Бассейн Сырдарьи характеризуется двумя резко выраженными системами уклонов – с востока на запад, а также с севера и юга по направлению к центру долины. На западе и в центре эти уклоны становятся меньшими, чем по периферии. Здесь концентрируется наибольшая мощность мелкоземистых отложений, что создает существенные различия гидрогеологического режима в разных частях бассейна. Если северные, восточные и южные окраины характеризуются хорошей дренированностью, глубоким залеганием грунтовых вод и большой скоростью потоков, то в центральной и западной части имеет место слабо обеспеченный сток, подпор грунтовых вод и заболачивание.

В 2005-2018 гг. при участии авторов на изотопный состав урана были исследованы сотни водоисточников в зонах формирования стока бассейнов рек Нарын и Майлусуу, а также в зонах транзита бассейнов Карадарьи и Сырдарьи [2,4,12,14,16]. Все исследованные водоисточники относятся к бассейну р.Сырдарья. Места отбора проб в сентябре 2018 г. приведены на рисунке.

Особое внимание при опробовании водоисточников было уделено бассейну сравнительно небольшой реки Майлусуу, где расположены хвостохранилища бывшего уранового производства и ведутся дискуссии об опасном радиационном загрязнении поверхностных вод, стекающих в Ферганскую долину [14].

На территории КР в бассейне р. Нарын отобраны воды основных притоков, впадающих в Токтогульское водохранилище (вдхр) и в самой реке от гидрпоста в Уч-

Терек выше вдр до ее слияния с р.Карадарья на территории Узбекистана; в бассейне р.Майлусуу – воды реки и ее основного притока выше бывшего уранового месторождения и вниз по течению от ее верховий до границы с РУз; в бассейне р. Карадарья – пробы из самой реки, нескольких ее притоков и детально – воды низовий р.Араван, где ранее [4] были обнаружены повышенные концентрации урана. Кроме того, опробованы подземные воды нескольких родников в каждом из названных бассейнов. На рисунке они помечены красными знаками. На территории РУз отобраны воды рек Нарын и Карадарья перед их впадением в Сырдарью и воды последней от истоков до пограничных районов с РТ и РК.

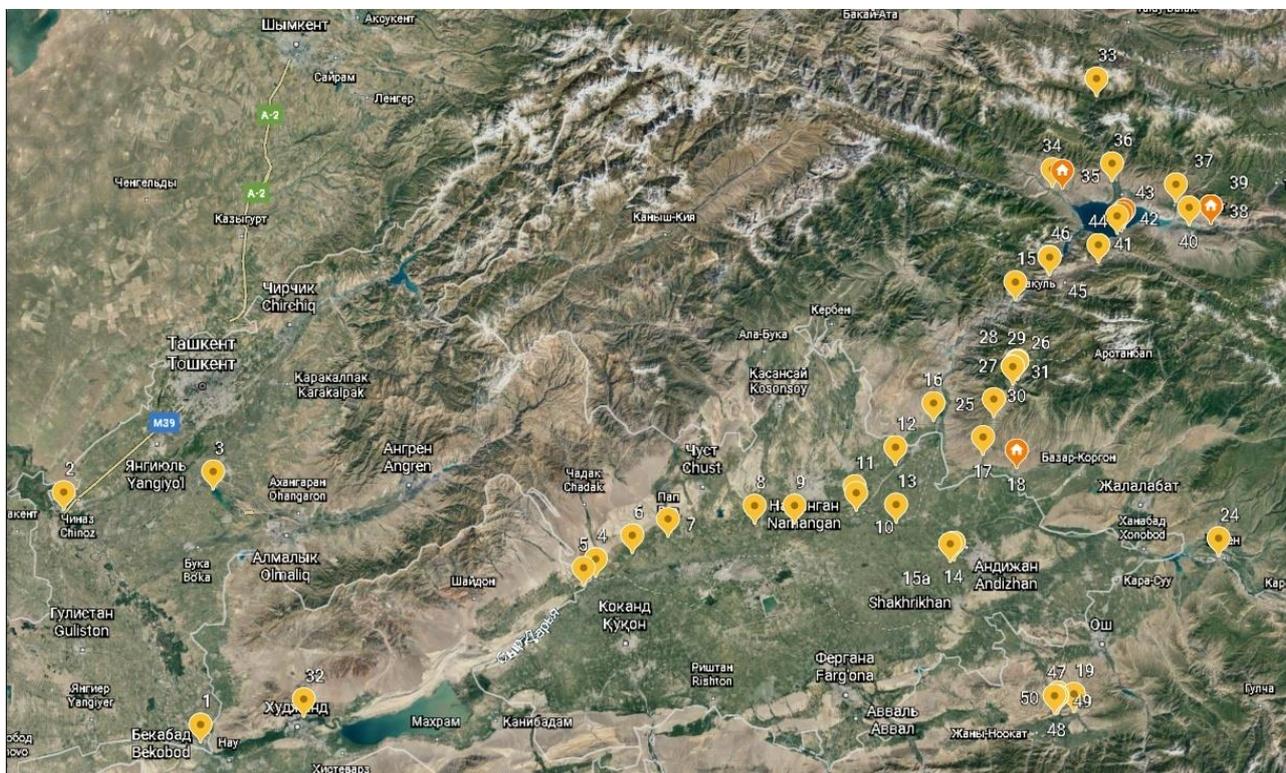


Рис. Схема уран-изотопного опробования вод бассейна р. Сырдарья

Методы исследований. Изотопный состав урана в поверхностных и подземных водах определялся в Юлиховском исследовательском центре на плазменных масс-спектрометрах высокого разрешения. Результаты анализов для вод, отобранных в 2018 г., представлены в таблице. Погрешности измерений зависели от мешающих примесей в водах и от концентрации урана в них. Для вод с содержанием урана менее 1 мкг/л (ppb) статистическая погрешность не превышала 10-15%, а при более высоких его концентрациях составляла 1-5%.

Шифром Kg-W-2018 помечены пробы, отобранные на территории КР; Uz-W-2018 – на территории РУз. Проба 32 (W-T-2014) отобрана в 2014 г. в водохранилище Кайраккум и является контрольной для оценки совпадения результатов измерений для проб, отобранных в разные годы. В конце таблицы приведен фон приборов.

Результаты и их обсуждение. Содержание урана в поверхностных водах р.Нарын (пробы 38,43,46,16,15,12,11), в Токтогульском вдр. (проба 43) и в основных притоках бассейна (пробы 33-37, 40,44,45) не превышает 7 ppb и не отличается от полученных ранее данных [12]. Повышенные концентрации урана на уровне предельно допустимых для питьевых вод концентраций (20-40 ppb [15,16]) зафиксированы лишь в подземных водах, выклинивающихся из-под коренных пород северных склонов Нарынского хребта (пробы 41,42).

Таблица. Изотопы урана в водах бассейна р.Сырдарья

№ нар ис.	Шифр проб, год отбора	Место опробования	Координаты		²³⁸ U, ppb	²³⁴ U/ ²³⁸ U
			широта	долгота		
33	Kg-W-2018-1	Р. Чичкан	42°09'34.0"	72°51'28.8"	3,1±0,2	1,33±0,03
34	Kg-W-2018-2	Р. Узун-Ахмат	41°53'22.7"	72°39'14.8"	1,7±0,1	1,29±0,03
35	Kg-W-2018-3	С. ТерекСу, родник	41°53'03.2"	72°41'41.9"	6,8±0,2	1,41±0,03
36	Kg-W-2018-4	Р. Чичкан	41°54'15.7"	72°53'50.3"	3,4±0,1	1,28±0,03
37	Kg-W-2018-5	Р. Торкен	41°50'19.1"	73°09'35.1"	2,9±0,1	1,36±0,03
38	Kg-W-2018-6	Р. Нарын перед Токтогульским вдхр	41°46'04.3"	73°17'33.0"	3,5±0,2	1,64±0,02
39	Kg-W-2018-7	Родник перед вдхр	41°46'04.3"	73°17'33.2"	4,2±0,2	1,68±0,03
40	Kg-W-2018-8	Р. Саргата	41°45'57.5"	73°12'22.1"	7,0±1	1,70±0,03
41	Kg-W-2018-9	Родник	41°45'42.7"	72°56'29.3"	40±2	2,38±0,01
42	Kg-W-2018-10	Родник	41°45'07.2"	72°55'44.9"	20±2	1,44±0,01
43	Kg-W-2018-11	Токтогульское вдхр	41°44'40.4"	72°54'45.4"	2,3±0,2	1,47±0,03
44	Kg-W-2018-12	Р. Карасу	41°39'25.5"	72°49'51.3"	0,8±0,1	1,48±0,03
45	Kg-W-2018-13	Р. Карасу	41°37'22.6"	72°38'05.9"	0,9±0,1	1,46±0,03
46	Kg-W-2018-14	Р. Нарын перед р. Карасу	41°37'31.1"	72°38'01.9"	2,7±0,2	1,48±0,03
15	Kg-W-2018-15	Р. Нарын после р. Карасу	41°32'57.2"	72°29'39.1"	2,6±0,2	1,60±0,01
28	Kg-W-2018-28	Исток р. Майлусуу	41°18'46.6"	72°29'46.1"	0,31±0,03	1,62±0,03
27	Kg-W-2018-27	Приток р. Майлусуу	41°18'43.5"	72°29'37.2"	1,20±0,03	1,30±0,04
29	Kg-W-2018-29	Р. Майлусуу	41°18'33.0"	72°29'41.4"	0,35±0,03	1,68±0,03
30	Kg-W-2018-30	Родник	41°18'31.6"	72°29'40.9"	5,4±0,1	1,22±0,02
26	Kg-W-2018-26	Капельное выклинивание из-под хранилища №5	41°17'43.8"	72°28'37.4"	5190±10	0,91±0,01
31	Kg-W-2018-31	Р. Майлусуу	41°17'38.7"	72°28'35.6"	8±1	0,92±0,08
25	Kg-W-2018-25	Р. Майлусуу	41°11'49.8"	72°23'55.9"	5,5±0,1	1,09±0,04
17	Kg-W-2018-17	Р. Майлусуу	41°05'00.2"	72°21'15.3"	6,0±0,1	0,98±0,03
18	Kg-W-2018-18	Вода курорта Кочкор-Ата	41°02'30.2"	72°29'9.5"	0,93±0,04	1,66±0,03
19	Kg-W-2018-19	Р. Кирхатсай	40°18'09.7"	72°41'43.7"	3,5±0,1	1,38±0,03
47	Kg-W-2018-20	1-ый рукав р. Араван	40°17'53.7"	72°37'51.8"	10±1	0,97±0,03
48	Kg-W-2018-21	2-ой рукав р. Араван	40°17'52.8"	72°37'43.0"	13±1	1,10±0,03
49	Kg-W-2018-22	3-ий рукав р. Араван	40°17'53.5"	72°37'9.6"	15±1	0,97±0,03
50	Kg-W-2018-23	р. Араван	40°18'26.0"	72°38'05.1"	16±1	0,97±0,03
24	Kg-W-2018-24	Р. Кара-Дарья	40°45'41.9"	73°17'11.8"	1,26±0,04	1,17±0,04
14	Uz-W-2018-14	Р. Карадарья, Ольтикуль	40°45'58.5"	72°13'57.7"	3,6±0,3	1,30±0,03
15a	UzW-2018-15	Р. Карадарья, Ольтикуль	40°45'44.5"	72°13'04.3"	3,7±0,3	1,24±0,03
10	Uz-W-2018-10	Р. Карадарья, Джидакапа	40°55'11.5"	71°50'50.0"	5,8±0,3	1,3±0,1
13	Uz-W-2018-13	Р. Карадарья, Хожеват	40°52'59.4"	72°00'18.7"	11±1	1,22±0,03
16	Kg-W-2018-16	Р. Нарын, Шамалды-Су	41°11'16.5"	72°09'33.1"	2,6±0,1	1,62±0,04
12	Uz-W-2018-12	Р. Нарын, Кайки	41°03'23.0"	72°00'18.9"	2,7±0,2	1,61±0,01
11	Uz-W-2018-11	Р. Нарын, Джидакапа	40°56'24.2"	71°50'28.4"	2,8±0,1	1,7±0,1
9	Uz-W-2018-9	Р. Сырдарья, Мингбулак	40°53'0.37"	71°36'07.5"	16±2	1,4±0,2
8	Uz-W-2018-8	Р. Сырдарья, Джумашуй	40°52'59.7"	71°26'38.7"	14±1	1,23±0,03
7	UzbW-2018-7	Р. Сырдарья, Пап	40°50'41.9"	71°06'3.62"	15±1	1,28±0,03
6	Uz-W-2018-6	Р. Сырдарья, Гурумсарай	40°47'44.7"	70°57'35.5"	15±1	1,18±0,03
4	Uz-W-2018-4	Р. Сырдарья, Пунгон	40°43'25.9"	70°48'55.5"	22±2	1,19±0,03
5	Uz-W-2018-5	Р. Сырдарья перед Туябугусским вдхр	40°41'51.90"	70°46'03.8"	20±2	1,19±0,03
3	Uz-W-2018-3	Туябугусское вдхр.	40°58'35.9"	69°17'41.5"	10±1	1,73±0,03
2	Uz-W-2018-2	Р. Сырдарья, на границе с РК	40°54'14.4"	68°41'47.4"	14±2	1,48±0,03
32	W-T-2014-11	Кайраккумское вдхр	40°17'36.0"	69°40'37.7"	18,3±0,3	1,22±0,01
АО		Фон		0,002		

Примечание: Отбор проб для анализов проведен с 12.09 по 17.09.2018 г.

Воды верховьев р. Майлусуу (пробы 27-29), формирующиеся при таянии ледников и снежников южных склонов Нарынского хребта [12-14], содержат очень низкие концентрации урана (0,3-1,2 ppb) при тех же изотопных сдвигах $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, что и в поверхностных водах р.Нарын (1,62–1,68). Вниз по течению содержание урана увеличивается, но не выше 6 ppb в приустьевой части р. Майлусуу у границы с РУз, а отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ уменьшается практически до равновесных значений. Здесь обнаружено капельное каптированное выклинивание воды из-под хвостохранилища №5 с угрожающе высоким содержанием урана (проба 26). Однако в реке рядом с этим хвостохранилищем содержание урана не выше 9 ppb, а вниз по течению снижается до 5-6 ppb.

Содержание урана в водах р.Карадарья на территории КР не превышает 1,3 ppb, а на территории РУз увеличивается вниз по течению от 3,6 до 11 ppb (пробы 24,14,15а,10,13). Из рек, относящихся к бассейну Сырдарьи, но не доносящих воду до нее, только в низовьях р.Араван в пограничном с РУз районе отмечены повышенные до 15-16 ppb концентрации урана (пробы 47-50), обнаруженные нами ранее [4]. Для выявления причин обогащения вод низовий р.Араван ураном необходимо проведение дополнительных исследований.

Заметно повышенным содержанием урана характеризуются воды бассейна р.Сырдарья на протяжении всей исследованной зоны на территории РУз до границ с РК и РТ (пробы 2-9, 32). Очевидно, это связано с гидрогеологическими особенностями Ферганской впадины. Как отмечалось выше, по периферии бассейна (конусы выноса рек и подгорные равнины) с большими уклонами и скоростями потоков, происходят процессы выщелачивания солей, а в центрально-западной, где региональной дреной является р.Сырдарья, имеют место незначительные уклоны с мощной толщей мелкоземистых отложений и происходят процессы аккумуляции солей. При этом создаются условия обогащения вод ураном за счет растворения из водовмещающих пород и образующихся при заболачивании органических соединений.

По изменению содержания урана в зоне транзита р.Сырдарья показано очищающее действие Кайраккумского и Туябугусского вдхр (пробы 1,4,5). О подобном очищающем действии Токтогульского вдхр. свидетельствуют и ранее полученные данные [11]. В бассейне Сырдарьи оно четко заметно и на водах Туябугусского вдхр: содержание урана в них вдвое меньше, чем в водах Сырдарьи выше водохранилища (пробы 3,5). Видимо, это связано с осаждением урана на дно водохранилищ путем адсорбции его в донные отложения.

Выводы: 1. Анализ результатов по содержанию урана в водах исследованного региона показывает, что в зонах формирования стока основных притоков р.Сырдарья на территории КР поверхностные воды радиологически чистые. Повышенные концентрации урана отмечены лишь в некоторых подземных водоисточниках, формирующихся в предгорных зонах Нарынского хребта, где ранее были разведаны и разрабатывались урановые месторождения. Они заметно повышают содержание урана в водах р. Майлусуу, но в пределах безопасных для поверхностных вод концентраций.

2. В Ферганской впадине Срединного Тянь-Шаня, в зоне транзита р.Сырдарья, поверхностные воды обогащены ураном в среднем до половинных значений допустимых норм, что связано с гидрогеологическими особенностями этой части региона.

3. Показано очищающее действие Туябугусского и Кайраккумского водохранилищ, связанное с адсорбцией урана в донные отложения.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность д.б.н., проф. Института ботаники АН РУз Алимжановой Х.А. и аспиранту Соатову Г.Т. за опробование водоисточников на изотопный состав урана в зоне транзита р.Сырдарья.

Литература

1 Uralbekov B., Burkitbaev M., Satybaldiev B., Matveyeva I., Tuzova T., Snow D. Spatial and temporal variability of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios in the Shu River, Central Asia.// Environmental Earth Sciences, No 4, April 2014, pp. 3635-3642.

- 2 Буркитбаев М.М., Уралбеков Б.М., Тузова Т.В. Неравновесный уран как естественный индикатор процессов с водно-экологических системах Центральной Азии // Алматы, Казак университети, 2017, 160 стр.(Монография, ISBN 978-601-04-2923-9).
- 3 Tuzova T., Matveyeva I., Uralbekov B. Uranium isotopes in waters as radioecological indicator of genesis of waters and relative distribution of water resources of mountain rivers in Central Asia // 4-th International Conference on Radioecology and Environmental Radioactivity // Session 5. Application of novel methods used for monitoring and radioecological studies, Berlin, Radioprotection Institute (ISBN 978-29545237-7-4), 2017, pp.237-238.
- 4 P.Zoriy, M. Scheage and other. Monitoring of uranium concentrations in water samples collected near potentially hazardous objects in North-West Tajikistan. Journal of Environmental Radioactivity, 2018, v.181, pp.109-117.
- 5 Тузова Т.В., Ерохин С.А., Загинаев В.В. Неравновесный уран как естественный радиоактивный индикатор генезиса поверхностных и подземных вод Центральной Азии /// Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана, №4, 2019, с.85-91.
- 6 Чалов П.И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе: Илим, 1975, 150 с.
- 7 Бискэ Ю.С. Складчатые области Северной Евразии. Тянь-Шанская складчатая система. СПб., 2006, 213 с.
- 8 <https://science.ucoz.net/publ/58-1-0-112dip.su/рефераты/369629>
- 9 Качество воды в бассейнах рек Амударья и Сырдарья. Гаппаров Б.Х. Беглов И.Ф. Назарий А.М. Усманова О.К. / Аналитический отчет. (материал подготовлен и опубликован при поддержке ЕЭК ООН, РЭЦ ЦА). Ташкент, 2011 г (kniga.seluk.ru/k-ekonomika).
- 10 Гидрогеология СССР.Том XXXIX. Узбекская ССР.. М.: Недра, 1971, 742 с.
- 11 Alekhina V.V., Vasiliev I.A. Uranium Isotopic Composition and Physical and Chemical Natural Water Parameters in Arial Toktogul Water Reservoir //Study of Formation Factors Estimation of the Nizny-Naryn Hepp Cascade Effect on the Quality of the Narin River Catchments Using Isotopic Methods.- Part 2.- Bishkek: ISTC, pp.85-100, 2010.
- 12 Mamatkanov D., Tuzova T. Uranium Isotopics in Waters of the Toktogul Basin // Там же, pp. 101-107.
- 13 Assessment of national experts . Uranium Tailing: Local Problems, Regional Consequences, Global Solution. Regional conference , 2009, Bishkek, April,pp. 21-24.
- 14 Corcho Alvarado, J.A., Balsiger, B., Röllin, S., Jakob, A., Burger, M. Radiocative and Chemical Contamination of the Water Resources in the Former Uranium Mining and Milling Sites of Mailuu Suu (Kyrgyzstan). Journal of Environmental Radioactivity, 2014, v. 138, pp.1-10.
- 15 Frisbie, S.H., Mitchell, E.J., Sarkar, B. World Health Organization Increases Its Drinking-Water Guideline for Uranium. Environmental Science Processes and Impacts, 2013, v. 15, pp.1817-1823.
- 16 IAEA, 2012. Assessment and Proposals for Uranium Production Legacy Sites in Central Asia: An International Approach. Available at: <https://gnssn.iaea.org/RTWS/general/Shared%20Documents/Remediation/Remediation%20Evaluation%202012/AssessmentandProposalsforUraniumProductionLegacySitesinCentralAsia.pdf>

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Гани Арифханович Мавлянов (к 110-летию со дня рождения).....	5

СЕКЦИЯ 1 ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Агаева Л.А. Инженерно-геологические условия и оценка сейсмической опасности площадки моста через пролив Карабогазгол.....	8
Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Зависимости затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием для землетрясений Центральной Азии.....	11
Артиков Т.У., Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А., Ребецкий Ю.Л. Параметры напряженного состояния земной коры территории Узбекистана по данным механизмов очагов землетрясений.....	19
Данилова Т.И., Перетокин С.А., Медведева Н.С., Акатова К.Н. Сейсмическая опасность и её социальные аспекты на территории Российской Федерации (Дальневосточный и Сибирский округа).....	25
Джанабиллова С.О., Абдрахматов К.Е., Тукешова Г.Е. Структура и сейсмичность Северного Тянь-Шаня.....	31
Джурик В.И., Батсайхан Ц., Брыжак Е.В., Серебренников С.П., Ескин А.Ю. Прогноз сейсмических воздействий сильных землетрясений в различных сейсмоклиматических зонах Монло-Сибирского региона.....	38
Мавлянова Н.Г. Исследования сейсмической опасности и сейсмического риска в странах Центральной Азии в период независимости (1991-2019).....	43
Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Ганиева Б.Р., Анварова С.Р. Создание локальных сетей мониторинга сейсмической опасности в крупных водохранилищах, расположенных в зонах 8-9 балльной сейсмичности Узбекистана.....	52
Ходжаев А., Аннагулыева Э.М. Национальная шкала сейсмической интенсивности Туркменистана.....	57
Эсенов Э.М. О детальном сейсмическом районировании в Туркменистане.....	62

СЕКЦИЯ 2 ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Нурматов У.А., Туйчиев А.И. Результаты исследования напряженно-деформированного состояния разноранговых тектонических структур сеймотектоническими и геофизическими методами.....	67
Абдуллаев А.У. "Холодная дегазация" литосферы Тянь-Шаня как показатель его геодинамической активности и сейсмической опасности.....	72
Абдуллаев А.У., Сексенбаева И.Х., Мухамадиев А.О. Исследование и временные вариации радона в изучении современных быстропротекающих геодинамических процессов.....	76
Абдуллаев А.У., Турабаева Ж.Т. Среднесрочное прогнозирование сильных землетрясений на основе анализа многолетнего хода гидрогеодинамических параметров подземных вод в сейсмоактивных районах.....	86

Ибрагимов А.Х., Ли А.	
Прототип системы раннего оповещения о сильных землетрясениях.....	90
Ишанкулиев Дж., Мурадов В.А, Карякин С.В.	
Некоторые результаты исследования динамики подпочвенного радона и молекулярного водорода в Копетдагском сейсмоактивном регионе Туркменистана.....	94
Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г.	
Сезонные вариации крипа предельно напряжённых сред и сейсмической активности.....	100
Кендирбаева Дж.Ж.	
Алгоритмы обработки и интерпретации параметров подземных вод Кыргызстана для прогноза землетрясений.....	104
Копылова Г.Н., Юсупов Ш.С., Серафимова Ю.К., Шин Л.Ю., Болдина С.В.	
Гидрогеохимические предвестники землетрясений (на примере полуострова Камчатка (Россия) и Приташкентского артезианского бассейна (Республика Узбекистан).....	109
Кузин А.М.	
Вещественно-структурные особенности строения месторождений флюидного генезиса и возникновение сейсмичности.....	121
Ли А., Ибрагимов А.Х.	
Индикатор интенсивности сейсмических колебаний.....	126
Литовченко И.Н., Амиров Н.Б.	
О 3-D визуализации термодинамических и реологических параметров в очагах землетрясений земли.....	128
Стаховская Р.Ю., Яковлев Ф.Л., Габсатарова И.П.	
О квазипериодичности сейсмического процесса XIX-XXI веков восточной части Северного Кавказа.....	133
Стаховский И.Р.	
Сейсмические структуры до и после землетрясения Северная Баха (Мексика, 2010, M=7,2) в его эпицентральной области.....	138
Турсунметов Р.А., Максудов А.У., Раджабов С.А.	
Волноводный механизм возникновения аномально заряженных частиц, связанных с землетрясением.....	142
Усманова М.Т.	
Пространственно-временные особенности проявления слабых землетрясений в тектонических структурах Ферганской депрессии.....	148
Хусомиддинов С.С.	
О роли вариаций радона и электромагнитных излучений в оценке напряженно-деформированного состояния земной коры.....	152

СЕКЦИЯ 3 СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Атабаев Д.Х., Исраилова З.У.	
Новейший орогенез зоны сочленения Туранской платформы и западного Тянь-Шаня с позиции тектоники литосферных плит.....	156
Атабеков И.У., Муминов М.Ю.	
Влияния землетрясений в зоне Памир-Гиндукуша на напряженное состояние Центральной Азии.....	159
Виляев А.В.	
Кинематика земной коры Казахстана по GPS измерениям.....	164
Нурматов У.А., Садыков Ю.М., Юсупджанова У.А.	
Пространственно-временная динамика сейсмогенных напряжений в сейсмогенных зонах.....	169

Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е.	
Роль сейсмогравитационных процессов в формировании подводного рельефа Черного моря в районе западной оконечности Кавказа.....	176
Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Юсупджанова У.А.	
Сеймотектоническая модель восточной части Ферганской впадины.....	179
Умурзаков Р.А., Садыков Ю.М.	
О возможности прогнозирования механизма очага сильного землетрясения на основе полевых тектонофизических наблюдений.....	187
Хамидов Л.А., Алимухамедов И.М., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Ганиева Б.Р., Анварова С.Р., Ибрагимов Ф.И.	
Напряженно-деформированное состояние земной коры ближних зон водохранилищ, влияющих на локальную геодинамику.....	193

СЕКЦИЯ 4 ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ СНИЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА

Агаева Л.А., Байрамова И.А., Сейитлиев Р.Ч., Рахманова М.С.	
Закономерности распространения просадочных грунтов Туркменистана.....	198
Аимбетов И.К., Бекимбетов Р.Т.	
Инженерно-геологическая оценка засоления грунтов г. Нукуса с применением ГИС технологий.....	202
Амансахатов Ю.А., Ахмедов З.М., Агаева Л.А., Эсенов Э.М.	
О проблеме снижения сейсмического риска в Туркменистане.....	206
Исмаилов В.А., Ёдгоров Ш.И., Акгамов Б.У., Бозоров Ж.Ш., Авазов Ш.Б.	
К вопросу разработки эффективного сценария действий государственной системы по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций при сильных землетрясениях.....	210
Исмаилов В.А., Хусомиддинов А.С., Ёдгоров Ш.И., Ядигаров Э.М.	
Особенности влияния строительства и эксплуатации Чарвакского водохранилища на инженерно-геодинамическую обстановку.....	215
Мурадов Ш.О.	
Некоторые закономерности метаморфизации химического состава грунтовых вод и ее прогнозирование.....	219
Мурадов Ш.О., Буриев Б.Р., Турдиева Ф.А.	
Закономерности формирования динамики и минерализации грунтовых вод.....	225
Мусаев У.Т., Алимухамедов И.М.	
Изучение археологического объекта методом магниторазведки на устье реки Мачайдарья.....	231
Расулов Х.З., Расулов Р.Х., Бабажанов М.Д.	
Сеймопросадка увлажненных лессов.....	236
Салямова К.Д., Ахмедов М.А., Турдикулов Х.Х.	
Повреждения и разрушения плотин водохранилищ и завальных озер при сейсмических факторах.....	240
Тарабукин В.В., Фоменко И.К., Стром А.Л., Зеркаль О.В., Кабирова А.Д.	
Оценка сейсмогенного характера оползней на основе ретроспективного анализа устойчивости склонов (на примере горного Дагестана).....	245
Турсунметов Р.А., Бимурзаев Г.А.	
Информативные признаки триггера активизации оползневых процессов и перспектива методов их изучения.....	250
Усупаев Ш.Э.	
Ноосферная инженерная геонотия сеймопланетосферы геоида (теория и практика).....	253

Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Орунбаев С.Ж.	
Инженерная сейсмогеология основ искусственного интеллекта на территории густонаселенных городов Кыргызстана.....	262
Цымбалов А.А.	
Факты наблюдений гидрогеологических эффектов в волноактивной среде системы пласт-скважина.....	270
Шокбаров Е.М.	
Оценка сейсмической безопасности зданий и сооружений существующей застройки г. Алматы.....	277

СЕКЦИЯ 5 ГЕОЭКОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Абрамова Т.Т.	
Способы контроля качества закрепления дисперсных грунтов.....	280
Антонов К.В.	
Сейсмическое зондирование в оценке потенциала запасов длительно разрабатываемых залежей нефти.....	283
Атаджанов М.Г.	
О формировании природоресурсного права в Каспийском регионе.....	288
Атаджанов М.Г., Ахмедова С.В., Эсенев Э.М.	
Геоэкологическая обстановка и сейсмичность Туркменского сектора Каспия.....	292
Камалов Б.А.	
О взаимосвязи усыхания Арала и засоления орошаемых земель.....	296
Левкевич В.Е., Бузук А.В., Саидов Ф.Н.	
Геоэкологическое обоснование расположения водохранилищных поверхностных водозаборов с учетом развития современных экзогенных береговых процессов.....	300
Мурадов Ш.О., Тураев У.М.	
Проблемы устойчивого использования водных ресурсов в аридных экосистемах.....	305
Мурадов Ш.О., Турдиева Ф.А., Эшанкулов Р.А.	
Технология управления уровнем залегания грунтовых вод.....	307
Несмеянов С.А., Воейкова О.А.	
Методика изучения истории формирования горных ущелий.....	311
Тузова Т.В., Адылова М.А., Зорий П.	
Радиоэкологические и инженерно-геологические особенности формирования стока бассейнов рек Нарын-Карадарья-Сырдарья.....	316

**СБОРНИК ДОКЛАДОВ
МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ**

**ИННОВАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В РЕШЕНИИ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ
СЕЙСМОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ
ПОСВЯЩАЕТСЯ 110-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА Г.А. МАВЛЯНОВА**

Разрешено печатать в 09.09.2020 г. Размеры 60x84^{1/8}.
Условная печатная форма 65,5. Тираж 20 экз. № 20-10

01.07.2019 зарегистрированный Реестр № 10-3279.
Издательство ООО “IMPRESS MEDIA”, Ташкент, 2020

Печатано в ООО “IMPRESS MEDIA”

г. Ташкент, ул. Кушбеги, д-6.

Тел.: (99) 832 99 79; (97) 815 44 54